This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

HARVARD UNIVERSITY

LIBRARY OF THE
MINERALOGICAL
LABORATORY

UNIVERSITY MUSEUM

Transferred to
CABOT SCIENCE LIBRARY
June 2005

Department of
Mineralogy & Petrography
HARVARD UNIVERSITY
CAMBRIDGE, MASS.

Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss.

Mit 3 Tafeln und 2 Karten im Text.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Hohen philosophischen Fakultät

(mathematisch-naturwissenschaftliche Sektion)

der

Universität Zürich

von

Oskar Frey

aus Gontenswil (Aargau).

Begutachtet von
Herrn *Prof. Dr. A. Heim.*

Zürich
Druck von Zürcher & Furrer
1907

Folio
QE
578
F89

Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss.

(Mit 3 Tafeln und 2 Karten im Text.)

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Hohen philosophischen Fakultät

(mathematisch-naturwissenschaftliche Sektion)

der

Universität Zürich

von

Oskar Frey

aus Gontenswil (Aargau).

Begutachtet von
Herrn *Prof. Dr. A. Heim.*

Zürich
Druck von Zürcher & Furrer
1906

Meiner lieben Frau.

Inhaltsangabe.

Seite

Vorwort.

Einleitung 1

Übersicht über die hydrographischen und orographischen Verhältnisse des Gebietes.
1. Das Reusstal. 2. Die aargauisch-luzernischen Täler zwischen Bünz und Suhre. 3. Die Napftäler.

I. Abschnitt.

Das Molasseland vor der Bildung der Täler 4

A. Die gegenwärtige und ursprüngliche Verbreitung der obern Süsswassermolasse. Marine Sedimente über 1000 m hoch. Starke Abtragung der obern Süsswassermolasse.

B. Entwässerungsverhältnisse am Ende der Molassezeit. Verlauf der obermiocänen Stammflüsse auf Grund der Verbreitung der obersten Nagelfluhlager. Molasseland der Donau tributär. Juradurchbrüche fehlen. 10

II. Abschnitt.

Oberflächengestaltung vor der ersten Vergletscherung 12

Pliocänes Stromsystem der Donau.

Entstehung der Juradurchbrüche. Oberelsässischer Deckenschotter . . . 14

III. Abschnitt.

Der Deckenschotter und seine Beziehungen zur Durchtalung der Molasse . . . 19

A. Deckenschotter im Winental 19

B. Deckenschotter im Ruedertal und weiter westlich 22

C. Ältere Geröllbildungen anderen Charakters; Reste von miocäner Nagelfluh . . 25

D. Überblick über die Deckenschotterbildungen. Älterer und jüngerer Deckenschotter. 29

IV. Abschnitt.

Die Hochterrassen 35

A. Im Reusstal. B. Im Seetal. C. Im Winental. D. Im Suhrental. E. Im Wiggertal. F. Im Langetental.

V. Abschnitt.

Die äussern Moränen und der Hochterrassenschotter 50

Verbreitung der ältern Moränen. Altersbeziehungen zwischen Moränen und Hochterrassen.

Seite

VI. Abschnitt.

Die Hauptdurchtalung des Molasselandes in der zweiten Interglazialzeit . . . 59

Die Frage der Alpeneinsenkung. Lauf der Flüsse. Talstufen fehlen im Molasseland. Einfluss von Festigkeit und Lagerungsweise der Molasse auf die Talform. Betrag der Erosion.

VII. Abschnitt.

Die Ablagerung des Hochterrassenschotters und die grosse Vergletscherung . . 66

Altes Staudelta am Hubel bei Schöftland 70

VIII. Abschnitt.

Der Niederterrassenschotter und die letzte Vergletscherung 72

A. Das Reussgletschergebiet. Oberflächenverhältnisse des Eises. Moränen und Schotter im Reusstal, im Bünz- und Aatal, im Winen- und Suhrental, in den Wiggertälern. Eigentümliche Terraingestaltung der Gegend von Schötz (mit Karte). Der glaziale Lauf der kleinen Emme durch den Torso Wolhusen-Willisau.

B. Das Rhonegletschergebiet. Schotter. Glazialer Lauf der grossen Emme von Burgdorf gegen Langental. Terrassen in den Emmentälern. Der Aargletscher im Emmental. Lokale Vereisung des Emmentales. Ältere glaziale Flussläufe im Gebiet der Emme. 85

C. Veränderung von Wasserscheiden und Talbildung durch glaziales Schmelzwasser 99

D. Stauwirkungen diluvialer Gletscher. Plateau von Littau. Die Schotterterrassen von Kriens. 102

IX. Abschnitt.

Wirkungen der diluvialen Gletscher auf die Oberflächengestalt 108

Das Tal des Hürnbaches, ein durch Glazialerosion umgestaltetes Molassetal (mit Karte). Die Bifurkation von Sursee. Die diluvialen Eisstromtäler. 108

Umgestaltung der Molassetäler durch den Reussgletscher: Suhrental (Betrag der horizontalen Glazialerosion). Seetal. Reusstal. Bünztal. Tal von Bonstetten. Winental. Das Tal von Ruswil-Grosswangen. 123

Gletschererosion in andern Gebieten des Molasselandes. Rhonegletscher. Linth- und Rheingletscher 133

Erosionswirkungen der ältern Gletscher 141

X. Abschnitt.

Die Entstehung der Seen 144

I. Die Moränenseen.

a) Die Talseen. Betrag der vertikalen Gletschererosion 145

b) Die Moränenwannen 155

II. Kleine Seen anderer Entstehung. Rotsee 157

III. Die Randseen 159

Der Vierwaldstättersee. Morphologisches. Gletscherablagerungen. Alte Deltabildungen (Küssnach). 159

Seite

Der Zugersee. Morphologisches. Das Tal von Brunnen—Lowerz—Arth. Glazialbildungen am Nordende des Zugersees. 164

Über die Entstehung des Vierwaldstätter- und Zugersees. Mittelbare und unmittelbare Wirkungen des Gletschers. Tektonische Leitlinien für die Erosion. Glaziale Charakterzüge des Reliefs: Durchgangstalungen und Inselberge; verwischte Gliederung der Talflanken. Glaziale Oberflächenformen. Einwände gegen die Gletschererosion. 169

Verzeichnis der benützten Literatur 179

Anmerkungen zu den Tafeln 182

Tafeln I—III.

Häufig gebrauchte Abkürzungen.

T. A. = Topographischer Atlas der Schweiz (Siegfried-Atlas).
Beitr. L. = Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung.
Pr. = Profil.

Berichtigungen.

Man lese auf Seite 20, 4. Zeile von unten: zu Tage statt zutage;
„ 24, 3. „ „ „ : paar statt par;
„ 62, 16. „ „ „ : in den beiden letzten Abschnitten statt im letzten Abschnitt
„ 74, 13. „ „ oben : successiv statt succsessive;
„ 93, 20. „ „ „ : anlehnt statt anlegt;
„ 132, 10. „ „ unten: abweichen statt abweichend.

Vorwort.

Durch das Interesse an meiner engeren Heimat angeregt und durch Herrn Prof. Dr. A. Heim dazu ermuntert, nahm ich diese Untersuchung im Frühjahr 1895 auf und reichte im Juli desselben Jahres deren erste Ergebnisse unter dem Titel „Über Tal- und Seebildung im schweizerischen Molasselande" der Abteilung VI B des eidgenössischen Polytechnikums als Diplomarbeit ein. In den folgenden Jahren setzte ich die Untersuchungen fort, soweit es die Erfüllung meiner Berufspflichten zuliess. Hiebei beschränkte ich mich auf die Gegend zwischen Emme und Reuss und stellte nach einem halbjährigen Urlaub die Resultate in der vorliegenden Arbeit zusammen.

Das Gebiet ist zum grössten Teil auf Blatt 8, zum kleinern Teil auf den Blättern 7, 12 und 13 der geologischen Karte der Schweiz, bezw. des Dufour-Atlas 1 : 100 000 enthalten. Einen Überblick gewährt Leuzingers Reliefkarte der Schweiz 1 : 500 000, sowie die Generalkarte 1 : 250 000 Blätter 1 und 2 von Dufour. Bezüglich der Details muss auf den topographischen Atlas der Schweiz 1 : 25 000 verwiesen werden.

Grossen Dank schulde ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. A. Heim in Zürich für das wohlwollende Interesse, mit dem er den Fortgang dieser Arbeit stets verfolgte, für so manchen bereitwillig erteilten guten Rat, sowie für die freundliche Hülfe bei der Reproduktion der beiden Karten im Text.

Zu besonderem Danke verpflichtet bin ich auch der Denkschriftenkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft dafür, dass sie mir durch die Aufnahme in die „Denkschriften" die Publikation dieser Arbeit ermöglichte.

Basel, Mai 1906.

Oskar Frey.

Einleitung.

Übersicht über die hydrographischen und orographischen Verhältnisse des Gebietes.

Das schweizerische Molasseland spielt als eine zwischen Alpen und Jura eingesenkte flache Mulde die Rolle einer Sammelrinne der alpinen Gewässer. In dem Winkel beginnend, wo die jurassische Faltenschar von den Alpen sich abgliedert, erweitert sich die Molasseregion gegen Nordosten zusehends und findet jenseits des Rheines ihre natürliche Fortsetzung in der schwäbisch-bayrischen Hochebene. Die Mulde ist nicht symmetrisch; ihre grösste Tiefe besitzt sie vielmehr längs des einen jurassischen Randes, die grösste absolute Erhebung in der subalpinen Zone. Demgemäss ist die allgemeine Abdachung ihrer Oberfläche von den Alpen gegen den Jura gerichtet.

Die Entwässerung des Molassegebietes zwischen Emme und Reuss wird durch jene tiefe und breite Depression am Jurafusse beherrscht, das in der nordöstlichen Verlängerung der Jurarandseen gelegene Tal der Aare. In nahezu senkrechter Richtung strömen dieser durch untereinander mehr oder weniger gleichlaufende Täler die bedeutenderen Wasseradern zu. Nach ihren charakteristischen Erscheinungen lassen sich darunter drei Gruppen unterscheiden:

1. Das Reusstal.
2. Die aargauisch-luzernischen Täler zwischen Bünz und Suhre.
3. Die Napftäler.

1. Das Reusstal. Das tiefe alpine Tal der Reuss hat scheinbar zwei Ausgänge durch die Region der subalpinen Molasse: das heutige Quertal von Luzern und die tiefe Furche zwischen Rigi und Rossberg, die im Zugersee ihre nördliche Fortsetzung findet. Bei ihrem Austritt aus der gefalteten in die horizontale Molasse nimmt sie die geschiebereiche kleine Emme auf und fliesst in der direkten Verlängerung von deren Tal auf einem breiten Alluvionsboden eine Strecke weit längs der Grenzlinie der alpinen Hebung. In einem breiten Tale, dessen Sohle und Gehänge reichlich mit glazialen Ablagerungen bedeckt sind, durchschneidet die Reuss dann das Molasseland und die östlichste Jurakette. Bis in die Gegend der innersten Endmoränen bei Bremgarten befindet sie sich im

Stadium der Alluvion, ausserhalb nagt sie sich, Serpentinen bildend, in diluviale Schotter und Moräne ein. Ausser der Lorze nimmt die Reuss in ihrem Lauf durch die horizontale Molasse nur den kleinen Jonenbach auf. Wohlausgeprägte, weite und tiefe Seitentäler sind nicht ausgebildet.

2. Die aargauisch-luzernischen Täler zwischen Bünz und Suhre. Im Gegensatz zum Reusstal gehören diese Täler ausschliesslich dem Molasselande an. Mit dem relativ kleinen Einzugsgebiet stimmen die Dimensionen derselben nicht überein. Sie sind untereinander parallel und durch mehr oder weniger hohe Bergrücken von einander getrennt. In allen finden sich Moränen und Schotter der letzten Eiszeit. Endmoränen umspannen den nördlichen Ausgang des Bünztales, reichen nahezu ans untere Ende des Seetales und durchqueren das Winental bei Zetzwil, das Suhrental ungefähr auf gleicher Linie bei Staffelbach. Ausserhalb der Endmoränen ist der Talboden meist eine flache Kiesebene, innerhalb derselben dagegen, infolge ungleichmässiger diluvialer Aufschüttung, uneben. Im See- und Suhrental liegen hinter den Moränen Seen, im Bünz- und Winental diesen äquivalente Moore. Allen gemeinsam ist, besonders im Oberlauf, die von der Geraden nur wenig abweichende Richtung und der auffallende Mangel der Verzweigungen. Neben dem prägnanten Haupttalzug treten die unbedeutenden Seitentäler ganz zurück. Innerhalb der Endmoränen nehmen bergwärts die Täler der Suhre und Wina an Breite entschieden zu, die Flanken werden sanfter, das Querprofil infolgedessen muldenförmig. Ausserhalb der Endmoränen dagegen fallen die Seitengehänge meist steiler und unvermittelt zur ebenen Talsohle ab, sodass die Hohlform eher an einen Trog erinnert. Hier münden zahlreiche tiefe Seitentälchen in das Haupttal aus, wodurch dessen Flanken in lauter senkrecht vorspringende kulissenartige Bergsporne zerteilt erscheint. Im Moränengebiet aber fehlt jede derartige Gliederung, wie in den diesem ganz angehörenden Tälern der Reuss, Bünz und Aa. Die Gehänge werden durch frischeingeschnittene, in lebhafter Fortbildung begriffene Tobel entwässert.

Der merkwürdigsten Erscheinung in der Gestaltung der drei Täler der Bünz, Aa und Suhre begegnen wir in ihrem Südausgang. Während die beiden letzteren gegen das Reusstal förmlich offen sind, wird jenes davon nur durch den niedrigen, moränenbedeckten Rücken des Waggenraines geschieden. Die breiten Erhebungen, die das Winental von seinen Nachbarn trennen, zeigen je an einer Stelle eine auffällige Erniedrigung: die Einsattelung zwischen Beinwil und Reinach stellt die Verbindung mit dem Seetal, eine andere zwischen Münster und Sursee eine solche mit dem Suhrental her; beide dienten dem diluvialen Gletschereis als Einfallstore. Ähnlich tiefe Lücken treffen wir an mehreren Stellen zwischen dem Suhrental und dem Wiggertal. Besonders augenfällig ist die durch das Tal Sursee-Schötz bewirkte ebene Kommunikation, die, wenn man sich den trennenden Moränenrücken abgetragen denkt, das Aussehen einer eigentlichen Talbifurkation gewinnt. Den Schlüssel zum Verständnis ihrer Entstehung dürfte das nördlich davon gelegene Seitental der Wigger, das Hürntal von Knutwil bis Dagmersellen liefern, dessen Hintergehänge sich nur etwa 50 m über die nahe Suhre erhebt.

Diese beiden rechten Seitentäler der Wigger, sowie das viel ansehnlichere des Rotbaches, von Ruswil nach Ettiswil, stimmen mit den Tälern der zweiten Gruppe in ihrer ganzen Erscheinung, vor allem auch in der Entwicklung der diluvialen Ablagerungen vollkommen überein, während sie in beiden Punkten zu den Tälern der dritten Gruppe in einem frappanten Gegensatze stehen.

3. Die Napftäler. Das Nagelfluhzentrum des Napf ist das bedeutendste selbständige Quellgebiet des Molasselandes. Seine Entwässerung besorgen hauptsächlich die beiden Emmen, die Wigger und die Langeten. Ihre Täler zeichnen sich durch eine ausserordentlich reiche baumartige Verästelung aus. Alle diese Napftäler im engern Sinne sind verhältnismässig eng und steilwandig, zum Teil schluchtartig, namentlich in ihrem Hintergrunde, wo sie meist mit einem eigentlichen Kessel oder Zirkus abschliessen. Der Wechsel zwischen horizontalen, resistenten Nagelfluhschichten und weniger festen Sandstein- und Mergelbänken gibt zu einer sehr deutlich ausgeprägten Verwitterungsterrassierung Anlass und bedingt so neben Gefäll und Wassermenge auch die Form des Talquerschnittes[1]) [vergl. Tafel I Pr. 2, 3, 4].

Die beiden Emmen greifen mit ihren Quellbächen je eine kurze Strecke weit durch die gefaltete Molasse in die äussersten alpinen Kreideketten hinein. Immerhin ist ihr alpiner Entwässerungsrayon so klein, dass sie füglich als Molasseflüsse gelten dürfen. In der subalpinen Zone tritt ein Einfluss der Dislokationen auf die Oberflächengestaltung deutlich zu Tage in der verschiedenartigen Ausbildung von Längs- und Quertälern. Im obersten Entlebuch, in der Gegend von Escholzmatt, geht das Längstal der Weissemme fast eben in das nahe Quertal der Ilfis über; es besteht hier eine „Talwasserscheide".

In ihrem untern Laufe fliessen alle Haupt- und z. T. auch die Nebenflüsse des Napfgebietes auf ihren eigenen Anschwemmungen. In den Wiggertälern reicht der Alluvionsboden bergwärts bis Luthern, Hergiswil und Wolhusen, das Bett der kleinen Emme erscheint zuerst bei Doppleschwand in Nagelfluh eingeschnitten; die grosse Emme fliesst von Eggiwil, die Ilfis von Trubschachen an auf Kies. Die Langeten hat von Eriswil bis Huttwil eine Alluvionstalsohle, durchschneidet hierauf ein Stück weit anstehende Molasse, dann wieder Alluvium und mündet endlich in einem Molassebett.

Grössere Mengen diluvialer Ablagerungen finden sich nur an der Peripherie des Gebietes in den Emmentälern und in einem Teil des Wiggertales, beeinflussen indes die Talbildung nur in unerheblichem Masse. Wohl im Zusammenhang mit diesem Mangel glazialer Aufschüttung fehlen grössere Seen dem Gebiete gänzlich, während kleinere und Torfmoore auf dessen diluviale Randzone beschränkt sind.

Es sei hier gleich noch auf einige bemerkenswerte Erscheinungen der Napftäler hingewiesen; die schon bei flüchtiger Betrachtung der Karte, weit mehr aber beim Begehen derselben in die Augen springen. Das Tal der grossen Emme mündet nicht in

[1]) Vergl. Rütimeyer. Über Tal- und Seebildung p. 15, 16. Basel 1869.

das aktuelle Aaretal aus, sondern in eine weite, tiefe Talung, die sich von Bern gegen Wangen erstreckt und von Moränen und Schottern erfüllt ist. Von Burgdorf kann man über Wynigen, Thörigen,. Langental und weiter bis nach St. Urban in der Richtung der Hauptstrasse einen Talzug verfolgen, der, durch verschiedene Bäche nach N hin drainiert, heute nicht mehr als einheitliche Wasserrinne funktioniert. Verschiedene linksseitige Nebentäler der grossen Emme stehen in offenem Zusammenhang mit rechten Seitentälern der Aare; so gehen die Täler von Signau, das Bigental und das Krauchtal einerseits mit blosser Talwasserscheide über in diejenigen von Konolfingen, Worb und Lindenthal-Sinneringen anderseits. Analogen Charakter trägt auch die Wasserscheide bei Affoltern zwischen dem Tal des Rotbaches, welcher der Langeten und des Griesbaches, der mit der Grünen vereinigt der grossen Emme zufliesst. Bei Huttwil gabelt sich das Langetental: ein Trockental führt gegen die Luthern bei Zell, während der Fluss sich gegen Rohrbach wendet.

I. Abschnitt.

Das Molasseland vor der Bildung der Täler.

A. Die gegenwärtige und ursprüngliche Verbreitung der obern Süsswassermolasse.

Gegen die Alpen ist die Miocänformation scharf abgegrenzt; im Jura dagegen begegnen wir jungtertiären Bildungen in manchen Mulden und auch auf den Hochflächen bis in ziemliche Entfernung von seinem SE-Fusse häufig. Das Vorkommen von marinen Sedimenten in absoluten Höhen von über 1000 m beweist, dass seither eine Hebung um mindestens diesen Betrag stattgefunden haben muss. Aus der Übereinstimmung der einzelnen Reste, sowohl untereinander, als auch mit entsprechenden Bildungen des Mittellandes folgt deren ursprünglicher Zusammenhang, und daraus, sowie aus ihrer Lagerung konkordant mit jurassischen Schichten, ergibt sich ferner, dass der Jura in seiner heutigen Gestalt damals noch nicht vorhanden war.

Das Material, aus dem sich die Molasse aufbaut, entstammt nachweisbar den Alpen, zum verschwindend kleinen Teile am unmittelbaren Rande und im Innern desselben dem Juragebirge. Die Alpen waren erst in ihren östlichen und südlichen Partien zu beträchtlicher Höhe gehoben und nur allmählich fand die Angliederung neuer Falten

in nordwestlicher Richtung statt. Man nimmt an, dass die miocänen Alpenflüsse auf langem Laufe durch ein eocänes Vorland das durch die gegenwärtige Verbreitung der Molasse bezeichnete Depressionsgebiet erreichten. Fortwährend bald rascheren, bald langsameren Senkungen ausgesetzt, wies dieses in mannigfachem Wechsel den Charakter von Seichtmeer und tiefliegendem Schwemmland auf. Inwieweit die neuern Ansichten über das Phänomen der Alpenbildung, wie sie insbesondere M. Lugeon[1]) vertritt, die alte Auffassung von der Ablagerung der Molasse zu modifizieren geeignet sind, muss der Zukunft anheimgestellt bleiben. Zweifellos fällt hiebei den „Klippen" eine erheblich grössere Bedeutung für die Erklärung zu, als man ehedem allgemein annahm.

Die Rekonstruktion der Verhältnisse am Ende der Molassezeit wird durch verschiedene Umstände sehr erschwert. Einmal darf aus der heutigen Verbreitung der jüngsten miocänen Gebilde nicht ohne weiteres auf die Umgrenzung ihres ursprünglichen Ablagerungsgebietes geschlossen werden. Sodann ist die stratigraphische Gliederung der Molasse noch unsicher und es ist nicht eben leicht, aus der zerstreuten Literatur einen Überblick zu gewinnen.

B. Studer deutet in seiner „Geologie der Schweiz" das staffelförmige Auftreten der drei Molasseformationen vom Genfersee gegen die Ostschweiz dahin, dass, während die mittlere und östliche Schweiz in fortwährender Senkung begriffen war, in der Gegend des Genfersees trockenes Land entstanden sei, das nach und nach nordostwärts an Ausdehnung gewann. Er glaubt, dass „der fjordähnliche, wohl erst in Südfrankreich mit dem offenen Meer in Verbindung stehende Kanal", in dem sich die Molasse abgelagert hat, mit Wasser von sehr ungleichem Salzgehalt ausgefüllt sein musste, sodass Bewohner mariner Gewässer mit solchen von Brack- und Süsswasser darin zusammenleben mochten. Bei dessen fortschreitender Ausfüllung konnten Lagunen vom Meer ganz abgeschnitten werden, in denen marine Generationen noch fortzuleben imstande waren, als bereits im grössten Teil des Beckens Süsswasserablagerungen entstanden.

Zu einer ähnlichen Auffassung gelangte J. Kaufmann[2]) in Bezug auf das Altersverhältnis der Berner- und Aargauerschichten der marinen Molasse einer- und der Napf- und Albisschichten der obern Süsswassermolasse anderseits. Aus der Beobachtung, dass die nämlichen Sandsteinlager, welche auf der einen Seite in die Nagelfluhstufen des Napfgebietes sich einschieben, auf der andern Seite in die marinen Aargauerschichten und die Albisschichten übergehen, dass ferner Nagelfluhschichten des Napf in Meeresmolasse auskeilen, schloss Kaufmann, dass „Napf-, Albis- und Aargauerschichten gleichalt und zusammen jünger als die Luzerner- und St. Gallerschichten" seien. An dieser Auffassung hält er auch später fest[3]) und fügt hinzu[4]): „Das Meer wurde durch die lim-

[1]) Les grandes nappes de Recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bullet. de la Soc. Géol. de France 4. Série, tome I, 1901.

[2]) Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Lief. XI. pag. 324.

[3]) l. c. Lief. XXIV. pag. 362 ff.

[4]) l. c. pag. 377.

nischen Anschwemmungen allmählich verdrängt. Dabei ist natürlich der Fall nicht ausgeschlossen, dass die obersten Schichten dieser Süsswassermolasse etwas später abgelagert wurden, als die obersten Meeresschichten und dass, wie etwa am Irchel, marine Schichten eine Strecke weit von limnischen bedeckt wurden."

Rütimeyer[1]) dagegen unterscheidet drei aufeinanderfolgende, also verschiedenaltrige Molassebildungen und nimmt sogar zur Erklärung der nach E und N geneigten schiefen Auflagerungsfläche der obern Süsswassermolasse eine ihrer Sedimentation vorausgehende „bedeutende Abtragung der Meeresmolasse" an.

In der Ostschweiz lassen sich nach den Untersuchungen von Gutzwiller und Schalch[2]) deutlich eine obere und eine untere Süsswassermolasse, getrennt durch die mittlere oder marine Molasse unterscheiden.

Die obere Süsswassermolasse weist zwei Zentra ihrer Entwicklung auf, das eine mit dem Napf, das andere mit dem Schnebelhorn als Kulminationspunkt. In beiden ist die miocäne Nagelfluh in grösster Mächtigkeit ausgebildet; es sind nach der ältern Ansicht die Stellen, an welchen die miocänen Alpenströme das alpine Vorland erreichten und von denen aus sie dasselbe mit ihren Geschieben überführten[3]). Die teilweise Übereinstimmung der Gerölle der bunten Nagelfluh mit dem Material der „Klippen" und „exotischen Blöcke" des Flysch hat zwar in neuerer Zeit auch Veranlassung gegeben zu der Annahme, es sei die Entstehung der Nagelfluh mit dem Klippenphänomen in Verbindung zu bringen. C. Schmid[4]) bezeichnet die Ansicht, es sei die subalpine Nagelfluh eine Deltabildung langer Ströme, als „durchaus unbefriedigend und in manchen Punkten direkt zu widerlegen".

A. Escher, Gutzwiller und Früh sprechen die obermiocäne Hörnlinagelfluh, Kaufmann die gleichaltrige Napfnagelfluh als echte Flussdeltabildungen an.

Im Napfgebiet weist nach Kaufmann[5]) die Dachziegellagerung der Gerölle auf eine Strömung von SW gegen NE hin. Während die Konglomeratschichten des Hörnligebietes sich in ausgesprochene Süsswasserbildungen auskeilen, scheinen im Napfrayon mindestens die untern in Meeresmolasse überzugehen. In östlicher, nördlicher und westlicher Richtung werden die Rollsteine kleiner und verschwinden endlich ganz, schneller im Bereich der Süsswassermolasse, als der Meeresmolasse. Die westlichsten Ausläufer der Napfschichten liegen auf den Höhen W von Eggiwil im Emmental. Im W der Aare ist bisher nirgends obere Süsswassermolasse nachgewiesen; hier bestehen die obern Partien der Molassehügel ausschliesslich aus marinen Bildungen.

Im Zentralgebiete des Napf sieht man die höchsten Nagelfluhlager nach allen Seiten steil abbrechen in Form weitausgedehnter „Flühen". Es fehlt ihnen die einstige

---

[1]) Über Tal- und Seebildung pag. 12, 13.

[2]) Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Lief. XIV 1 und IXX 1 und 2.

[3]) Vergl. Früh. Nagelfluh der Schweiz, 1887.

[4]) Livret-Guide géologique en Suisse, Lausanne. F. Payot, 1894, pag. 118.

[5]) l. c. pag. 343.

Fortsetzung, sodass die vereinzelten Reste in Form isolierter Kuppen und Plateaux das allgemeine Niveau um ein Beträchtliches überragen. Erosion und Denudation haben die Zerstückelung des einheitlichen Plateaus bewirkt und die Schichten auf einem grossen Bezirk ihrer ehemaligen Verbreitung vollständig abgetragen. Kaufmann fand in der nördlichen Umgebung des Napf das höchste marine Petrefakt bei Walterswil (westlich Huttwil) in 810 m Meerhöhe, d. h. ca. 600 m unter dem Niveau des 1407 m hohen Napfgipfels. In diesem Gebiet ist nach ihm die Lagerung absolut horizontal; im Grenzgebiet gegen die Aargauerschichten und weiter nördlich in deren Bereich sind an vielen Stellen Schieflagen beobachtet worden, wobei ein Vorherrschen südlicher und südöstlicher Fallrichtungen sich bemerkbar macht. Die Ursache kann nur in einer Dislokation der nicht durch und durch gleichmässigen postmiocänen Hebung des Molasselandes gesucht werden[1]). Und zwar müssen die marinen und Süsswasserschichten ihr relatives Niveau im Sinne einer Hebung der erstern geändert haben. Will man mit Kaufmann gleiches Alter der tiefern Napfschichten und der in gleichem Horizonte liegenden obern Aargauerschichten annehmen, so fehlen jegliche Anhaltspunkte für die über dem Niveau der genannten Fundstelle mariner Fossilien gelegenen 600 m mächtigen obern Napfschichten. Zieht man ausserdem in Betracht, dass die obern Süsswasserschichten successive immer weiter gegen den Jura vordringen — ein Verhalten, welches der allmählichen Auffüllung des helvetischen Meeres durchaus entspricht — und dass die Grösse der Nagelfluhgerölle nach oben zunimmt, so wird man zu der Überzeugung geführt, dass die obern Napfschichten über ein bedeutend grösseres Gebiet abgelagert wurden und einst die marine Molasse bis in die Gegend des heutigen Jurarandes und westwärts bis jenseits der Aare gegen den Neuenburger- und Genfersee hin bedeckten. Erosion und Ablation, von deren intensiver Tätigkeit die grossen Depressionen von Bern bis Herzogenbuchsee und dem Jura entlang beredtes Zeugnis ablegen, haben jedoch hier über einem grossen Gebiete nicht allein die ganze obere Süsswassermolasse, sondern auf einer breiten Zone auch die marine Molasse bis auf kleine Reste abgetragen.

Die Verhältnisse der jungmiocänen Ablagerungen im Berner Jura sind für die Beantwortung der Frage nach der ursprünglichen Ausbreitung der obern Süsswassermolasse nicht ohne Belang. Man findet hier in einheitlicher Ausbildung als jüngstes Glied der tertiären Serie Süsswasserkalke der Öningerstufe, von gleichem Alter und gleicher Entstehungsweise, wie die der Nordostschweiz[2]). Die heute vereinzelten Vorkommnisse [Le Locle, La Chaux-de-Fonds, Courtelary-Tramelan, Sorvilier, Vermes] weisen durch ihre identische Entwicklung auf einen ehemaligen Zusammenhang hin, der in der Folge durch Erosion zerrissen wurde. Die Öningerkalke liegen an einigen Orten auf marinen Dinotheriensanden mit alpinen Geröllen, denen nach unten

[1]) J. Kaufmann. Beitr. Lief. 11, pag. 334.

[2]) Vergl. L. Rollier Beitr. z. geol. K. d. Sch. Lief. VIII, 1, pag. 269 u. Lief. XXXVIII, pag. 136.

bunte Nagelfluh vom Charakter derjenigen des Napf folgt. Rollier schreibt sogar hierüber[1]): „Die alpinen Kiesel von Sorvilier (delta du Napf) scheinen bis nach Moutier gelangt zu sein". Unter diesen Bildungen liegt Muschelsandstein und „Lausanner-Molasse". Den Dinotheriensanden entspricht dem Alter nach die Juranagelfluh, die als Strandfacies auch im Berner Jura an einigen Lokalitäten zur Ausbildung gelangt ist. Beide zählt Rollier[2]) zum Tortonien, der ältern Stufe der obern Süsswassermolasse, die demnach hier, analog wie im weiteren Napfgebiet, in einer marinen Facies vorhanden wäre. Setzen wir diese Auffassung als richtig voraus, so ergibt sich der Schluss, dass zur Zeit der Ablagerung der ältesten Schichten der obern Süsswassermolasse sowohl des Napfgebietes, als auch der Ostschweiz, im Bereich des Berner Jura und — wie später gezeigt werden soll — weiter nordostwärts längs und innerhalb des Jura noch Meer herrschte. Dass dasselbe indes nur seicht sein konnte, bezeugen u. a. die alpinen Gerölle, welche wohl auf seinem Grunde bis in den Jura transportiert wurden. Nach der Auffüllung oder Aussüssung dieses schmalen Meeresarmes durch die alpinen Flüsse blieb an seiner Stelle ein ausgedehnter, ruhiger Süsswassersee bestehen, in welchem die Öningerkalke zusammenhängend zur Ablagerung gelangten, die Rollier[3]) auch bei Läufelfingen aufgefunden hat.

Die Umgrenzung dieses obermiocänen Seebeckens kann aus den verschwindend kleinen Resten seiner Sedimente auch nicht mehr annähernd bestimmt werden. Berechnet doch Rollier[4]) die Gesamtablation des Öningien zu 99 % der Oberfläche, die es ursprünglich in diesem jurassischen Gebiete besass. Angesichts der Tatsache, dass in den vor Denudation relativ geschützten Mulden des Jura nur 1 % übrig blieb, gewinnt die Annahme sehr an Wahrscheinlichkeit, dass die gleichaltrigen Süsswasserbildungen auf den exponierten Höhen des bernischen und aargauischen Mittellandes, vielleicht sogar der Westschweiz, durch Erosion gänzlich abgetragen worden seien. Dadurch würde auch die Frage nach den geologischen Vorgängen in der Westschweiz während der obermiocänen Zeit die einfachste Lösung finden.

Inzwischen hat Herr Dr. E. Kissling in Bern[5]) durch seine Untersuchungen festgestellt, dass „für die Gebiete auf der Westgrenze von Blatt XIII von Gleichaltrigkeit der „Napfschichten" mit den „Aargauerschichten" keine Rede sein kann. Meeresmolasse unten, in zusammenhängendem Zuge von Langnau weg nach Westen an Häutligen, Belpberg etc. anschliessend; darüber fossilreiche obere Süsswassermolasse." Auf unsere Frage nach der Verbreitung der obern Süsswassermolasse hat auch die folgende Mitteilung Bezug, die ich dem gütigen Entgegenkommen des Herrn

[1]) l. c. Lief. XXXVIII, pag. 132. Vergl. auch B. Studer Geologie d. Schweiz.

[2]) l. c. pag. 134.

[3]) l. c. p. 137.

[4]) Beitr. L. VIII, 1, pag. 256.

[5]) Laut brieflicher Mitteilung vom 15. I. 02. Vergl. auch E. Kissling Mitt. d. naturf. Ges. in Bern 1901. Meeresmolasse im Emmental.

Dr. E. Kissling verdanke: „Die obere Süsswassermolasse habe ich noch nachgewiesen in der Gegend zwischen Lyss und Biel, am Jensberg und Brüggwald. Es ist das der westlichste Punkt in der Ebene, wo obermiocäne Süsswasserbildungen bekannt geworden sind. Damit ist aber nicht gesagt, dass sich diese Ablagerungen nicht noch weiter erstreckt haben. Der Fetzen in der Mulde zwischen Jensberg und Brüggwald verdankt seine Erhaltung nur einer Senkung der Synklinale in ihrem Streichen."

Das staffelförmige Auftreten der Molassestufen vom Genfersee gegen die Ostschweiz würde demnach nur als eine Denudationserscheinung zu betrachten sein. Ähnlich, wie dies Rollier[1]) für den Jura nachgewiesen hat, erlitten bei der nachfolgenden Hebung die jüngsten und obersten Sedimente den grössten Abtrag. Dass aber die Molasse durch die nachmiocänen Dislokationsvorgänge in ihrer Gesamtheit in der Westschweiz am stärksten betroffen wurde, geht schon aus der Lage der Meeresmolasse hervor, welche jenseits der Aare überall die Gipfel der Berge bildet und gegen den Genfersee hin in zunehmend höherem Niveau der untern Süsswassermolasse auflagert. Nach Gilliéron[2]) bildet die Molasse von Blatt XII der geologischen Karte der Schweiz in ihrer Gesamtheit betrachtet eine gedrückte Antiklinale, deren Firstlinie, nicht weit von den Alpen entfernt, von SW nach NE bis an die Sense streicht, von wo an sie sich nicht weiter verfolgen lässt. Während der die Alpen und den Jura bildende Tangentialschub östlich der Aare in den zwei Faltenzügen der subalpinen Zone sich auslöste, ergriff er die sich verschmälernde Molasseregion der Westschweiz in ihrer ganzen Breite, sie zu einem flachen Gewölbe aufstauend und am Jurarande schief aufrichtend.

Verfolgen wir vom Napf aus nach NE hin die obere Süsswassermolasse, so erkennen wir, wie dieselbe sowohl an Mächtigkeit als auch an horizontaler Verbreitung gewinnt und schon in der Gegend der Lägern bis an den Jurarand sich ausdehnt, überall die marine Molasse deutlich überlagernd und demnach jünger als diese. Jenseits des Bodensees findet sie ihre Fortsetzung im „Flinz" der schwäbisch-bayrischen Hochebene.

Als jüngstes Glied der miocänen Reihe sieht Mösch[3]) die „Juranagelfluh" an, welche z. T. von Helicitenmergeln überlagert, vom Bötzberg längs der Grenze zwischen dem aargauischen Ketten- und Plateaujura bis nach Kienberg sich hinzieht. Ihre Bildung wird von Früh[4]) wegen des reichlichen Vorkommens von Hauptrogenstein unter den Geröllen einer „Strömung von Westen" (aus dem Jura von Solothurn und Baselland) zugeschrieben. Zu einer ähnlichen Ansicht kommt Schalch[5]) für die Juranagelfluh des Höhgau; deren Rollsteine ebenfalls auf einen Ursprung im Jura westlich der Aare

[1]) l. c. 256.
[2]) Beitr. L. XVIII, p. 408.
[3]) Beitr. L. 4, pag. 241—243.
[4]) Nagelfluh der Schweiz.
[5]) Beiträge. L. IXX, 2, p. 55 ff.

hinweisen. Ein Teil der Vorkommnisse entspricht dem Alter nach der obern Süsswassermolasse; daneben aber kommt hier Juranagelfluh auch als dem Muschelsandstein der Mittelzone zeitlich äquivalente Strandbildung vor[1]). Früh erklärt die Ablagerungen der ersten Art ebenfalls durch Annahme einer Strömung aus dem westlichen Jura mit einigen Zuflüssen aus dem Schwarzwald. Da die Juranagelfluh im Höhgau an einzelnen Stellen von Süsswasserkalken der Öningerstufe überlagert wird, ist sie nicht die absolut jüngste Bildung.

Immerhin beweist sie, dass zur Zeit ihrer Entstehung das schweizerische Molasseland nach N und NW durch jurassisches Festland am Südabhang der Schwarzwald-Vogesenscholle begrenzt war und nirgends mit der oberrheinischen Tiefebene in Verbindung stand.

Ob eine solche in irgendwelcher Form zwischen dem Südwestende der Molassemulde und dem benachbarten Lyonerbecken zur Obermiocänzeit vorhanden war, ist nach den gegenwärtigen Verhältnissen jenes Gebietes sehr fraglich.

Weit offen stand dagegen die Molassetiefebene der Schweiz nach NE hin gegen das mit ihr zusammenhängende weit grössere schwäbisch-bayrische und niederösterreichische Alpenvorland, welches heute von der Donau durchflossen wird.

B. Die Entwässerungsverhältnisse am Ende der Molassezeit.

Da die Denudation gerade die jüngsten und in der Folge durch Hebung am meisten exponierten Schichten am intensivsten mitgenommen hat, so besitzen wir in den heutigen Verhältnissen am wenigsten Anhaltspunkte zur Ermittlung der Zustände am Ende der Molassebildungsperiode.

Um diese Zeit war wohl das Gebiet des heutigen Mittellandes in seiner ganzen Ausdehnung von Genf bis zum Bodensee dem Bereiche des Meeres entrückt, eine von Sümpfen und Seen erfüllte weite Tiefebene, welche die geschiebebeladenen alpinen Ströme mit ihren Ablagerungen überführten. Die Stellen, wo dieselben das Alpenvorland betraten, sind durch die mächtigen Nagelfluhzentra der Napf- und Hörnligegend bezeichnet, die sich nur durch Annahme einer fortgesetzten Senkung des Ablagerungsgebietes erklären lassen. Aus der horizontalen und vertikalen Verbreitung der Nagelfluh geht indes hervor, dass die anhäufende Tätigkeit der Ströme successive über immer grössere Gebiete sich ausdehnte, wie dies der allmählichen Trockenlegung eines Meer- oder Seebeckens entsprechen dürfte. So findet man am Hörnli die Nagelfluh in allen Höhenlagen, wogegen sie in ihrem weiterentfernten Verbreitungsgebiet in der Umgebung von Zürich und am Untersee nur in den obersten Partien der Molassehügel[2]) auftritt,

[1]) l. c. pag. 60.

[2]) Vergl. Gutzwiller. Beitr. L. XIV, 1, p. 28 u. L. IXX, 1, p. 63.

während hier die untern aus den feinern und feinsten Schwemmprodukten sich aufbauen. Sowohl am Napf als auch am Hörnli lässt sich konstatieren, dass die Nagelfluhschichten mit zunehmender Entfernung vom Alpenrande an Zahl und Mächtigkeit und gleichzeitig die Gerölle an Grösse allmählich abnehmen. Daraus und stellenweise aus der Dachziegellagerung der Gerölle[1]) hat man auf nach N und NE gerichtete Strömungen geschlossen. In der obern Süsswassermolasse des Kantons Aargau finden sich Einlagerungen von polygener Nagelfluh nicht selten. So lassen sich solche in bedeutender horizontaler Erstreckung konstatieren am Stierenberg westlich Reinach in ca. 795 m, am Homberg in ca. 750 m, bei Schmiedrued in 600 m u. a. O. Bei Hägglingen, kaum 4 km von der ersten Jurafalte entfernt, sieht man im Niveau der obern Süsswassermolasse in 460 m ein für die Strassenbeschotterung ausgebeutetes ca. 6 m mächtiges Lager bunter miocäner Nagelfluh vom Charakter derjenigen des Napf mit bis zu 20 cm Durchmesser haltenden Rollsteinen. Solche ausgedehnte Horizonte grober Geröllablagerungen beweisen die Existenz von jungem Festland zur Zeit ihrer Bildung; denn auf dem Grunde von Seen ist ein Transport solcher Geschiebe auf erhebliche Entfernungen nicht wohl denkbar. Eine systematische Verfolgung der Nagelfluhlager in der obern Süsswassermolasse in Bezug auf ihre Lagerungsverhältnisse, Mächtigkeit, Grösse und Gesteinsart der Gerölle würde uns wichtige Aufschlüsse über den Verlauf der Flüsse des obermiocänen Schwemmlandes zu liefern im Stande sein. Wir kennen ungefähr die Stellen, an denen sie das Molasseland am Alpenrande betraten, allein wir wissen nichts Bestimmtes weder über den Ort, noch über die Bedingungen (Seen, Flüsse?), unter welchen sie es verliessen. Unhaltbar auf Grund der bekannten Daten ist jedenfalls die Annahme, es habe sich die obere Süsswassermolasse in einem einzigen grossen See, der ostwärts bis nach Linz reichte, abgelagert. Viel eher scheint das Molasseland gegen Ende der Miocänzeit eine von zahlreichen Flüssen durchzogene und oft überschwemmte Tiefebene vom Charakter etwa der heutigen Poebene gewesen zu sein[2]).

Aus der Art der Verbreitung der drei Molassestufen, die ein natürliches Gefälle nach N und E anzudeuten scheint — das aber ebensogut sekundär, eine Folge der späteren Dislokation sein kann — zieht L. Rütimeyer[3]) den Schluss, dass die Drainierung des Molasselandes in der Richtung gegen die Donau hin hätte stattfinden müssen. Hatte, wie oben wahrscheinlich gemacht wurde, die jüngste Miocänbildung ursprünglich auch in dem Gebiete westlich der Aare allgemeine Verbreitung, so zählte am Ende der Molasseperiode die Westschweiz zu demselben Stromgebiete[4]).

Die Verhältnisse der obermiocänen Juranagelfluh, die Verbreitungsweise der Napf- und Hörnlikonglomerate und endlich das gegenwärtige Entwässerungssystem des

[1]) Vergl. J. Kaufmann. Beitr. L. XI, p. 343.

[2]) J. Kaufmann. Die subalpine Molasse.

[3]) Über Tal- und Seebildg. p. 102.

[4]) Vergl. M. Lugeon. Antrittsvorlesung des Kurses über physikalische Geographie. Lausanne.

schweizerischen Molasselandes sprechen durchaus zu Gunsten der Rütimeyerschen Hypothese.

Gegen die Existenz eines Abflusses des obermiocänen Molasselandes quer über den Jura zeugt mit Sicherheit die Juranagelfluh und das Fehlen jüngerer, als untermiocäner Ablagerungen im oberrheinischen Tertiärbecken. Ein miocäner „Rhein" längs dem Südabfalle des Schwarzwaldes ist gänzlich ausgeschlossen.

Nach Forel wäre die „Rhone" am Ende der Miocänzeit bereits ein Zufluss des Mittelmeeres gewesen, somit derjenige Stammfluss, welcher zuerst seinen Weg durch den Jura fand. Dem entspricht jedoch weder der relativ unfertige, jugendliche Charakter ihres Querdurchbruches durch den Mt. Vuache, noch das auffallend geringe Areal ihres der Molasse angehörenden Einzugsgebietes.

Zusammenfassung.

1. Das Molasseland war am Ende der Miocänzeit eine wenig über den Meeresspiegel erhabene Tiefebene, das Akkumulationsgebiet der Flüsse, die feststellbar an zwei Stellen dem eocänen Vorland der damaligen Alpen entströmten und auf noch unbekanntem Wege eine gemeinsame Sammelrinne erreichten, die ihr Wasser der „Donau" zuführte. Wie die Alpen, so war auch der Jura in seiner heutigen Gestalt noch nicht vorhanden, denn die Molasse wurde zusammenhängend über einen breiten Streifen der Region der grossen Falten abgelagert.

2. Die Durchbrüche der Aare und des Rheins durch den Jura bestanden noch nicht, die Existenz desjenigen der Rhone ist sehr zweifelhaft.

3. Da von den jüngsten Molassegebilden einzelne wohl spurlos verschwunden, andere nur noch in winzigen Resten vorhanden sind, so erscheint es unmöglich, jemals den genauen Verlauf der Flüsse, bezw. die Hydrographie, am Ende der Molassezeit zu ergründen.

II. Abschnitt.

Oberflächengestaltung vor der ersten Vergletscherung.

Das Ende der Molassezeit war bedingt durch die beginnende Hebung des ganzen bisherigen Ablagerungsgebietes, die mit der Hauptfaltung der Alpen und des Jura einherging. Die breite Mittelzone des Molasselandes der mittleren und nordöstlichen Schweiz

wurde von der Faltung verschont und gleichzeitig mit den Randregionen, aber in Form eines einheitlichen Plateaus gehoben, im Westen stärker als im Osten. Der absolute Minimalbetrag der vertikalen Hebung kann aus der obern Grenze der marinen Ablagerungen erschlossen werden.

Auf der Bütschelegg in der Gegend von Bern trifft man nach B. Studer[1]) Meerespetrefakten in horizontalen Molasselagern noch in 1058 m Meereshöhe; am Westrande der Napfmasse fand E. Kissling[2]) Meeresmolasse noch in 800 m, während die horizontale obere Süsswassermolasse hier bis zum Napfgipfel, 1407 m, sich erhebt. Ganz abgesehen von dem zweifellos nicht unbedeutenden Abtrag noch jüngerer Schichten, resultiert aus diesen Höhenzahlen eine vertikale Hebung von über 1000 m. Indem die Molasse am Alpenrande höher gehoben wurde als längs des Jura, wurde das schon durch die Art der Ablagerung bedingte Oberflächengefälle nicht nur erhalten, sondern wohl noch vergrössert.

Bisher das Akkumulationsgebiet der alpinen Ströme, wurde das Molasseland nun in das Bereich der Erosion einbezogen, die Erosionsbasis in der Stromrichtung nordostwärts verlegt. Da der Übergang ein ganz allmählicher war, so ist sehr wohl denkbar, dass sich im Gebiete der gleichmässig emporsteigenden mittleren Molassezone das Flusssystem der letzten Miocänzeit den Dislokationen gegenüber behauptet hat, woraus sich auf dem Wege des Rückschlusses von der Gegenwart auf die Vergangenheit etwa folgendes Bild der damaligen Verhältnisse ergeben würde. Die Hauptflüsse behielten ihre ursprüngliche Richtung gegen den Jura hin bei, sammelten sich an dessen Rande zu einer grossen Hauptader, welche zunächst noch die Drainierung des ganzen Molasselandes, sowie des Nordabhanges der Schweizeralpen besorgte. Dieser pliocäne Stammfluss des nördlichen Alpenvorlandes war der damalige Oberlauf der Donau; unser Land war dem schwarzen Meere tributär. In der Periode der Haupthebung war die Dislokation mächtiger als die Erosion; die Flüsse vermochten sich nicht in dem Masse in die Molasse einzuschneiden, wie diese emporstieg; sie wurden mitgehoben. Es gab eine Epoche, wo das gesamte Flussnetz des Molasselandes über dem Niveau der heutigen höchsten Berge desselben lag.

Dass zur Zeit der miocänen und pliocänen Alpenfaltung die alpinen Haupttäler bei weitem nicht die gegenwärtige Sohlentiefe besitzen konnten, ergibt sich aus folgenden Tatsachen:

1. In der obermiocänen Molassenagelfluh (z. B. des Napf) fehlen die krystallinischen Gesteine des Gotthard- und Aarmassivs; also waren die Täler noch nicht bis zum Niveau der höchsten in Terrassen und Talstufen erhaltenen alten Talböden eingeschnitten; denn diese greifen z. B. im Reussgebiet schon ziemlich tief ins krystalline Gebirge hinein.

---

[1]) Geologie der Schweiz.

[2]) Mitt. d. naturf. Ges. in Bern, 1901.

2. Aus dem ungestörten normalen Gefälle dieser höchsten Terrassen und Talstufen der Alpentäler geht hervor, dass zur Zeit ihrer Entstehung in dem betreffenden Gebirgsteile die Faltung bereits abgeschlossen war.

Die tiefen Taleinschnitte sind demnach wesentlich das Werk der seit Aufhören der Alpenfaltung erfolgten Erosionen, während umgekehrt das Material der Molasse vorwiegend Schichten entstammt, die einst über den heutigen Alpengipfeln lagerten[1]).

Die Quertäler durch die subalpine Molasse zwischen Rigi und Rossberg, bei Luzern und zwischen Schüpfheim und Flühli haben auf den Faltungsvorgang keinen Einfluss gehabt; mithin sind sie jünger.

Die Entstehung der Juradurchbrüche.

Das erste sichere Anzeichen einer Verbindung des schweizerischen Mittellandes mit dem jenseits des Jura gelegenen Gebiete repräsentiert der von A. Gutzwiller[2]) dem „Unterpleistocän" oder „Oberpliocän"[3]) zugerechnete „oberelsässische Deckenschotter". Die grosse Mehrzahl seiner Gerölle ist alpiner Herkunft[4]) und zwar haben die Alpen der Mittel- und Westschweiz mehr Gerölle geliefert, als die der Ostschweiz. Jura- und Schwarzwaldgeschiebe fehlen fast ganz. Die Ablagerung scheint in das Tal des Doubs und somit in das Saônegebiet fortzusetzen. Rheinaufwärts fehlt eine dem oberelsässischen Deckenschotter äquivalente Bildung, er kann auch nicht mit der diluvialen „löchrigen Nagelfluh" des Hügellandes in Verbindung gebracht werden. Gutzwiller betrachtet den oberelsässischen Deckenschotter als Abschwemmung eines bis in die Nähe von Basel vorgedrungenen ältesten Gletschers[5]) zu einer Zeit, als die Erosion der gegenwärtigen Täler noch wenig weit vorgeschritten, die Oberflächengestaltung im einzelnen eine andere war als heutzutage. „Tertiäre Gesteine bedeckten noch den grössten Teil des Plateaujura, Buntsandstein und Muschelkalk den südlichen Schwarzwald. . . . Das Rheintal war unterhalb Basel noch nicht geöffnet, und der Abfluss der Schmelzwasser erfolgte in einer flachen Talrinne zwischen Vogesen und Jura nach Westen gegen das Saônegebiet". Es mag zwar etwas gewagt erscheinen, aus dem blossen Vorhandensein einer Geröllablagerung mit lauter gerundetem Material ohne Blöcke und ohne deutlich gekritzte Geschiebe auf eine bis Basel reichende Vergletscherung zu schliessen. Die Möglichkeit zum mindesten ist nicht ausgeschlossen, dass der oberelsässische Deckenschotter, eine reine Flussanschwemmung, die älteste alpiner Herkunft in jener Gegend sei. Die damalige hohe Lage der Alpen- und Molassetäler im Verein

---

[1]) Vergl. Du Pasquier. Beitr. L. XXXI, 1, pag. 106.

[2]) Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verh. d. naturf. Ges. in Basel. Bd. X, Heft 3. pag. 684.

[3]) l. c. pag. 628.

[4]) l. c. pag. 585/86.

[5]) l. c. p. 621 ff.

mit einem entsprechenden Gefäll liesse sicherlich die Annahme eines ganz oder teilweise fluviatilen Geschiebetransportes zu.

Neuestens bringt Brückner[1]) den Sundgauer Schotter, d. h. den oberelsässischen Deckenschotter Gutzwillers mit der Hypothese einer pliocänen Rumpffläche im Jura in Zusammenhang. In der Oberflächengestaltung der Höhen des schweizerischen und französischen Jura glaubt er die Spuren einer einstigen Abtragung des ganzen Gebirges zu einer Rumpffläche zu erkennen, die im Tafeljura und im plateauförmigen Faltenjura als solche deutlich erhalten geblieben, während sie im kettenförmigen Faltenjura nachträglich verbogen worden ist. Daraus zieht er den Schluss, dass der Jura von zwei Dislokationsperioden, einer postmiocänen und einer jungpliocänen, betroffen wurde, zwischen denen in einer Zeit der Ruhe die erwähnte Abtragungsebene zur Ausbildung gelangte. Diese erfuhr dann während der zweiten Dislokation nicht nur eine teilweise Neufaltung und Schiefstellung, sondern auch eine allgemeine Hebung gegenüber ihrer Umgebung, deren Folgen Brückner u. a. in den cañonartigen Tälern des Doubs zu entdecken glaubt. „Die Gerölle des Sundgauerschotters" welche nach Gutzwiller nicht aus dem Rheingebiet, sondern vorwiegend aus der Mittelschweiz und aus dem Rhonetal stammen — „gelangten an ihre heutige Stelle zu einer Zeit, als der Jura ganz eingeebnet war und eben jene Rumpffläche in ihrer ursprünglichen Lage darstellte". Daraus erklärt sich nach Brückner auch das Fehlen der Juragesteine im Sundgauer Schotter; denn der Jura existierte während eines Teiles der Pliocänzeit nicht als Gebirge, vielmehr bildete seine Abtragungsebene mit dem Gebiet des heutigen schweizerischen Mittellandes den Alpenfuss. Über diese Fussebene hinweg senkrecht zum Streichen des Gebirges erfolgte die Entwässerung der Alpen. „Wo der Abfluss des Rheintales sich hinwandte, wissen wir zwar nicht; die Gewässer der Mittelschweiz aber — Reuss und Aare — ebenso die Rhone richteten sich direkt nach NW über den eingeebneten Jura hinweg, wo wir im Sundgauer Schotter ihre Gerölle finden. Erst später nach der jungpliocänen Hebung des Jura hat die Walliser Rhone ihren Lauf nach SW eingeschlagen, wo schon lange ein Fluss das Gebirge verlassen hatte; zugleich wurde die Aare nach NO abgelenkt". Diese Auffassung Brückners gibt zwar eine einfache Deutung des oberelsässischen Deckenschotters. Allein die Einebnung des Jura vermag offenbar das Fehlen der jurassischen Gesteine in der Sundgauer Schotterbildung nicht zu erklären. Die Erzeugung einer Rumpffläche setzt doch die Abtragung sehr beträchtlicher Gesteinsmassen voraus, zumal die Grösse der alpinen Gerölle des oberelsässischen Schotters auf eine starke Stosskraft der transportierenden Gewässer hinweisen. Solche konnten aber auch ein Rumpfgebirge nicht passieren, ohne die Trümmer seiner Felsarten aufzunehmen. Indem Brückner die Höhen des Jura als die erhaltenen Reste seiner pliocänen Abtragungsebene ansieht, nimmt er stillschweigend an, dass dieselben in der ganzen langen Folgezeit keine wesentliche Erniedrigung durch Denudation erlitten haben, was mir in Anbetracht der seither

[1]) Penck u. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter, pag. 474—480.

erfolgten Faltung und Hebung undenkbar vorkommt. Endlich scheint mir Brückners Rumpfflächenhypothese unvereinbar mit den herrschenden Anschauungen über den Mechanismus der Gebirgsfaltung. War seine hypothetische Abtragungsebene bei der jungpliocänen Dislokation im Jura die allgemeine Landoberfläche, so konnte bruchlose Faltung erst in bedeutender Tiefe unter ihr sich vollziehen. Wir konstatieren indes plastisch gebogene Schichten überall bis an die heutige Oberfläche; also muss deren Faltung zu einer Zeit stattgefunden haben, als sie von mächtigen Lagen jüngern Gesteins (Tertiär) bedeckt waren; jedenfalls aber vor der Jungpliocänzeit.

Fehlt für die Periode des oberelsässischen Deckenschotters der strenge Beweis der Präexistenz des Juradurchbruches der Nordschweiz, so wird er für die Zeit der Bildung des (nach Gutzwiller „jüngern") Deckenschotters des schweizerischen Mittellandes durch dessen Verbreitung im Rheintal bis Basel sicher geliefert. Du Pasquier[1]) sagt: „Das Tal, welches vom Irchel aus dem Rhein als Bett dient, war damals vorhanden ..." Das Quertal westlich von Kaiserstuhl scheint die gleiche Lage gehabt zu haben, wie gegenwärtig. Für die prädiluviale Existenz des Aarequertales haben wir dagegen keinen zwingenden Beleg, wenn wir nicht das Vorkommen der diluvialen Nagelfluh auf dem Bruggerberg mit einer Kontakthöhe von nur 440 m als solchen ansehen wollen. Die Auflagerungshöhen des Deckenschotters beweisen, dass das Rheintal bei Rheinfelden bis zu einer Tiefe von mindestens 350 m, bei Weyach bis zu 430 m, das Aaretal bei Brugg bis 440 m eingeschnitten waren; ob dies die tiefsten Stellen des damaligen Erosionstalbodens an den betreffenden Stellen waren, bleibt fraglich. Du Pasquier[2]) bemerkt hierüber: „Aus der Lagerung der löchrigen Nagelfluh lässt sich bloss vermuten, dass zur Zeit ihrer Ablagerung die Talsohle höher lag als heutzutage, im Rheintale möglicherweise 80—100 m höher".

Der löchrigen Nagelfluh der Nordschweiz fehlen die typischen Bündnergesteine[3]) (Julier- und Puntaiglasgranit). Der Rhein floss gegen Ulm, die Limmat zeichnete nach Du Pasquiers Ansicht dessen heutige Rinne am Südrande des Schwarzwaldes von Kaiserstuhl bis Waldshut vor[4]).

Zwischen der Ablagerungszeit des oberelsässischen Deckenschotters und desjenigen des Mittellandes und der Nordschweiz — also in der ersten Interglazialzeit im Sinne Gutzwillers, die nach dem grossen Unterschied im Verwitterungszustande sowohl, als auch in der Höhenlage (Oberels. Deckenschotter bei Oberhagental in 525 m, „jüngerer" Deckenschotter bei Rheinfelden 400 m) der beiden Bildungen von beträchtlicher Dauer gewesen sein muss — hat die Erosion ein sehr bedeutendes Werk verrichtet. In diese Zeit fällt aller Wahrscheinlichkeit nach die Ablenkung der mittelschweize-

[1]) Beitr. L. XXX, 1, pag. 104/5.
[2]) l. c. p. 105.
[3]) l. c. p. 85.
[4]) l. c. p. 122.

rischen Gewässer in die Rinne am Südrande des Schwarzwaldes, die Bildung der nordschweizerischen Juradurchbrüche. Während derselben Periode fand nach Gutzwiller[1]) auch die Ablenkung des Rheines bei Basel statt. Der „Rhein", bisher ein Zufluss der Saône, nahm endgültig die heutige Richtung an. Um Basel fiel der älteste Schotter infolgedessen der Erosion gänzlich anheim.

Welche Ursachen waren für die Entstehung der Juradurchbrüche massgebend? Für den Nordabhang des Kettenjura und den Südabhang des Schwarzwaldes bildete wohl schon während der jüngsten Tertiärzeit die Gegend von Basel die natürliche Erosionsbasis. Bei der Aufstauung der Juraketten und ihrer Überschiebung über den südlichen Tafeljura entstand unter Mitwirkung von Verwerfungen zwischen den Jurafalten und der Schwarzwaldscholle ein E-W gerichtetes breites tektonisches Tal, durch das die Entwässerung der umliegenden Gebirge sich vollzog. Am alten Schwarzwaldhorste drängten sich die Jurafalten am stärksten zusammen und wurden demgemäss am höchsten emporgehoben. Durch den Zusammenschub aber nahm die Entfernung des Molasselandes von der oberrheinischen Senke ab. Die Flüsse gewannen an Gefälle und durchsägten den aufsteigenden Jura, der grösste in der Richtung des heutigen Rheintales von Waldshut nach Basel. Seine Quellflüsse entsprangen am Lägerngewölbe, am Plateaujura und am Schwarzwald. Die heutigen Täler der Wutach, das Klettgau und der Rheindurchbruch von Kaiserstuhl bis Waldshut mögen ihre Richtung noch andeuten.

Die der Donau zuströmenden Gewässer des Molasselandes der Pliocänzeit befanden sich unter viel weniger günstigen Bedingungen. Entsprechend der grossen Länge des Weges bis zur Donau und der relativen hohen Lage derselben — unterhalb Sigmaringen beim Austritt aus der Rauhen Alb liegt das Donaubett heute noch 535 m hoch, d. h. so hoch und höher als der Deckenschotter in der Umgebung von Brugg! — konnte die rückwärts schreitende Austiefung der Täler des Molasselandes nur langsam vor sich gehen und mit dem ganzen Plateau kamen sie in ein bedeutend höheres Niveau zu liegen, sicher viel höher als die nahe Erosionsbasis der von NW her in den Jura eingreifenden Flüsse. In der die jungen Gewölbe bedeckenden weichen Molasse konnten deren Schluchten rasch vertieft und rückwärts verlängert werden; als einmal durch den trennenden Wall an seiner schmalsten Stelle im östlichen Aargauerjura Breschen gelegt waren, schnitten die transjurassischen Flüsse rückwärts ins horizontale Molasseland ein. Sie fielen endlich dem trägen Sammelstrom des Molasselandes in die Flanke und zapften ihn an verschiedenen Stellen, successive weiter östlich, an. Eine Ablenkung musste notwendigerweise durch die enorme Vergrösserung der Stosskraft des Juraflusses und durch die gleichzeitige Schwächung derjenigen des dekapitierten Molasseflusses die andere nach sich ziehen. Dieses Schicksal erreichte nacheinander Aare, Reuss und Limmat, bezw. deren pliocäne Vorläufer; erst später verfiel ihm auch der Rhein.

[1]) Dil. v. Basel, pag. 622.

Die jüngste Ablenkung eines alten Donauzuflusses nach der oberrheinischen Tiefebene ist wohl die der obern Wutach durch den Fluss des untern Wutachtales. Der Torso der Aitrach ist die ehemalige östliche Fortsetzung des obern Wutachtales gegen die Donau hin. Alte Wutachterrassen, die sich in die Sohle des Aitrachtales fortsetzen, sowie diluviale Schwarzwaldschotter im Gebiete der Aitrach beweisen diesen ehemaligen Zusammenhang, der nach Penck[1]) erst in der Diluvialzeit zerstört wurde. Er führt diese Ablenkung auf den Einbruch der oberrheinischen Tiefebene zwischen Basel und Mainz zurück, deren Einfluss fortdauert und die Angliederung des ganzen obersten Donaugebietes an den Rhein lediglich als eine Frage der Zeit erscheinen lässt.

Dass eine Ablenkung von Flüssen des Mittellandes durch solche des Rheinbeckens über den Jura hinweg in den Bereich der Möglichkeit gehört, zeigen übrigens noch die heutigen Verhältnisse. Sisseln, Ergolz und Birs greifen bis an die südlichsten Jurafalten zunächst dem Molasselande rückwärts, von dem ihre Oberläufe nur durch relativ niedrige Passlücken getrennt sind. In ihrem verhältnismässig geringen und ausgeglichenen Gefälle kommt ein hohes Alter zum Ausdruck; in starkem Gegensatze zu ihnen zeigen die Juraflüsse, die dem Molasselande zuströmen, in ihrem Unterlauf meist sehr grosses Gefälle und verfügen überdies, zumal im östlichen Jura, nur über ein kleines Einzugsgebiet, Momente, die übereinstimmend auf einen kurzen Bestand hindeuten.

Neben den Hauptdurchbrüchen von Wildegg-Brugg-Koblenz [der Aare], Birmensdorf-Windisch [der Reuss], Baden [der Limmat] und Schaffhausen-Koblenz [des Rheins], durch welche die Eingliederung unseres Gebietes in das Regime der Nordsee bedingt wurde, begegnen wir noch einigen von untergeordneter Bedeutung. Es sind dies die Quertalungen von Hausen, südlich Brugg, Aarau, Schönenwerd und namentlich Olten-Aarburg. Ihre Entstehung muss unter Bedingungen stattgefunden haben, wie sie nur zu Beginn der Talbildung existierten.

Das Durchbruchstal von Hausen steht in seinen Dimensionen dem Reussquertal von Birmensdorf kaum nach. Die Tiefe des Einschnittes im anstehenden Fels ist nicht bekannt, da sich zufolge einer gütigen Mitteilung von Herrn Professor Mühlberg noch in einem Niveau von 367 m lehmige Grundmoräne vorfindet. Seine erste Anlage fand wohl gleichzeitig und auf ähnliche Art statt, wie die der benachbarten Durchbrüche, die weitere Vertiefung dagegen mag jünger, glazial oder interglazial sein.

Die Aare durchquert zwischen Aarburg und Olten in enger Klus das Borngewölbe, während ihr nordwärts das Dünnerntal freien Durchpass gewähren würde. DerBorndurchbruch liegt in der verlängerten Richtung des Wiggertales und seine erste Bildung scheint ein Werk der Wigger zu sein, wogegen der Aare das breitere Dünnerntal entspricht. Die pliocäne Wigger floss in einem Molassebett über die langsam emportauchende Bornfalte hinweg, deren Aufwölbung wohl schon längst beendigt war, als der Fluss die

[1]) Talgeschichte der obersten Donau. Schr. d. Vereins f. Gesch. d. Bodensees und seiner Umgebg. Heft 28, pag. 3 u. 4.

jurassischen Gesteinsschichten erreichte. Sonst müsste der Durchbruch seinen Einfluss auf die Tektonik geltend gemacht haben, was nicht der Fall ist. Die Klus im Jurakalk ist seither entstanden; die Aare hat ihren heutigen Weg durch sie erst im Laufe der Eiszeit eingeschlagen. Durch Denudation sind die resistenteren Gesteine der Born Engelbergkette allmählich aus ihrem weichen Molassemantel herausgeschält worden.

Mit der Ablenkung der Flüsse des Molasselandes nach der Depression von Basel begann die Erosion sich neu zu beleben und es entwickelten sich im grossen und ganzen die Verhältnisse, aus denen im Laufe der Zeit das gegenwärtige Fluss- und Talnetz hervorging.

III. Abschnitt.

Der Deckenschotter und seine Beziehungen zur Durchtalung der Molasse.

Es soll hier zuerst eine vergleichende Übersicht der Deckenschottervorkommnisse des Untersuchungsgebietes gegeben und dieselben hierauf mit den äquivalenten Ablagerungen der Nordschweiz in Beziehung gebracht werden.

A. Der Deckenschotter im Winental

[vergl. Tafel II und Bl. 153, 167, 170 des topogr. Atlas].

Auf den Felsen östlich Kulm[1]) [Tafel II Pr 7d und 8d]. Das Gipfelplateau besteht ganz aus diluvialer löchriger Nagelfluh, die auf der Westseite in einem Steilabbruch gut aufgeschlossen erscheint. Am Nordabhang tritt in etwa 700 m anstehender Molassesandstein zutage, der unterhalb einer Schutthalde auch nach Westen bei etwa 690 m sichtbar wird. Daraus ergibt sich eine Mächtigkeit der Ablagerung von mindestens 26 m, da Nagelfluh auch den höchsten Punkt 726 m bildet.

Der Aufschluss zeigt horizontale Schichtung mit Bänken von 0,2 bis 1 m Dicke; dünne Zwischenlagen von Sand sind meist zu diluvialem Sandstein verkittet. Die Gerölle sind z. T. vollständig, z. T. nur an den Kanten abgerundet und innerhalb einer Schicht von sehr verschiedener Grösse, solche von bis zu 30 cm Durchmesser bilden oft zusammen-

[1]) In der Literatur mehrfach erwähnt.

hängende Lagen; ein kantenrunder Kieselkalkblock (Neocom), der in der Nagelfluh steckte, wies 40 cm Durchmesser auf. Alpine Kalksteine machen über 80 % des Bestandes aus; daneben finden sich feste Sandsteine der subalpinen Molasse und des Flysch, sowie Rollsteine der polygenen Nagelfluh, namentlich Quarzite und rote Hornsteine und Granite, seltener feinkörnige Konglomerate. Die krystallinen Felsarten der Alpen sind auffallend schwach vertreten (auf 120 angeschlagene Rollsteine nur ein krystallinisches). Im anstehenden Gestein war ein gekritztes Kalkgeschiebe wahrzunehmen, im abgestürzten Schutte mehrere. Mechanisch deformierte Gerölle scheinen zu fehlen. Dagegen sind vereinzelte grössere Molassesandsteinplatten zu erwähnen. Die Verkittung durch Kalksinter ist an verschiedenen Orten sehr ungleich, kann sogar ganz fehlen. Im ganzen pflegt mit der Grösse der Geschiebe auch der Grad ihrer Verkittung von unten nach oben zuzunehmen. In der Nagelfluh trifft man grössere und kleinere Hohlräume von der Form der Geschiebe, erfüllt mit gelblichem lockerem Verwitterungslehm, oder schwammigzellige Kieselskelette, seltener hohle Gerölle. Da der Zement die Zwischenräume zwischen den Geröllen nur teilweise ausfüllt, erscheint diese „löchrige" Nagelfluh zugleich auch „lückenhaft". Auf der Terrasse am Westfusse der Deckenschotterwand liegen zahlreiche heruntergestürzte Blöcke diluvialer Nagelfluh von z. T. riesigen Dimensionen chaotisch durcheinander [„Teufels Rosstall"!]. Ebendort sieht man auch Moräne jüngeren Datums und eckige und runde erratische Blöcke.

Unterliegt die Zugehörigkeit dieses diluvialen Nagelfluhlagers zum typischen Deckenschotter keinem Zweifel, so erscheinen uns im Zusammenhange damit auch die beiden folgenden Vorkommnisse trotz ihres abweichenden Charakters verständlich. Sie krönen beide die südliche Fortsetzung des Molasserückens der „Felsen", der die Wasserscheide zwischen Seetal und Winental bildet.

Wandfluh östlich Zetzwil. 756—730 m. Die Bildung ist halb Breccie, halb Konglomerat, indem eckige und runde Steine jeder Grösse, worunter eckige Kalkblöcke von 60 cm grösstem Durchmesser, durch einen kalzitischen Zement fest zu einer deutlich „löchrigen" und „lückenhaften" Nagelfluh verfestigt sind. Gekritzte Geschiebe sind nicht selten; in der petrographischen Zusammensetzung, namentlich hinsichtlich des seltenen Auftretens der alpenkrystallinischen Geschiebe, stimmt die Bildung mit dem Deckenschotter der „Felsen" vollkommen überein. Auf der Nagelfluh liegt grossblockige Obermoräne, am Südfusse ihres Steilabfalles jüngerer kiesiger Moränenschutt mit reichlichen geschrammten Geschieben.

Egg östlich Zetzwil. 770 m — ? Hier bildet eine halbbrecciöse Ablagerung, ähnlich derjenigen auf der Wandfluh, den deutlichen Berggrat. Darauf und am Abhang liegen zahlreiche Findlinge (Kalk und Gneiss) lose herum. An der Südseite treten einzelne Nagelfluhköpfe zutage, am Weg war ein Markstein aus typischer löchriger Nagelfluh zu beobachten.

Auf dem Homberg gibt es wohl lockere miocäne Nagelfluh, dagegen liess sich nirgends diluviale finden. Zu erwähnen ist dagegen noch ein grosser Block von löchriger

diluvialer Nagelfluh mit kleinen Geröllen, der in der Moräne von Punkt 752 „Lange Tanne" zu beobachten war, ein Beweis der Existenz einer ältern Glazialbildung.

In den etwas weiter alpenwärts gelegenen Bildungen der Wandfluh und Egg haben wir offenbar die Block- oder Moränenfazies des Deckenschotters zu erblicken, der auf den Felsen bereits den Charakter eines unter Mithülfe von Schmelzwassern verfrachteten echten Glazialschotters angenommen hat.

Auf dem Höhenzuge, der das Winental vom Suhrental trennt, begegnen wir diluvialer Nagelfluh an folgenden Lokalitäten:

Gulmhöhe westlich Teufental ca. 585—560 m. Eine steile Fluh am östlichen Bergvorsprung und in gleichem Niveau zahlreiche vereinzelte Köpfe in westlicher und nördlicher Richtung zeigen wesentlich dieselben Verhältnisse, wie sie uns auf den Felsen entgegengetreten sind. Alle Gerölle sind hingegen gut gerundet und nicht über 20 cm im Durchmesser. Die Nagelfluh ist weniger lückenhaft, aber stärker „löchrig" und durchschnittlich etwas fester als dort.

Fornegg nordwestlich Kulm 600—570 m. Westlich Kabishof bildet diluviale Nagelfluh mit zwei Horizonten von Köpfen den bewaldeten obern Steilrand. Sie enthält lokal sehr viel Molassesandstein in kleinen Geschieben, ebenso einzelne Sandschmitzen. Die Gerölle besitzen im Maximum 20 cm Durchmesser. Einzelne Kalkgeschiebe weisen deutliche kleine Eindrücke auf, die von einem Kalkhäutchen ausgekleidet sind. Die Nagelfluh lässt sich etwa 250 m weit am Abhang verfolgen, ihren Fuss bildet eine Schutthalde mit einzelnen erratischen Kalkblöcken; darunter treten mehrere grosse Quellen zutage, die reichlich Tuff ablagern.

Auf der Fornegghöhe in 615 m erschliesst eine 5 m tiefe Grube am Wege, der von S nach N über den Höhenrücken führt, eine unregelmässig horizontal geschichtete Kiesbildung, in den obern Partien zu Nagelfluh von lückenhafter Struktur und mit Auslaugungslöchern verkittet. Krystallinische Gerölle sind etwas weniger selten als „auf den Felsen", aber ebenso stark zersetzt wie dort; ein leichter Schlag mit dem Hammer zertrümmert sie meist vollkommen. Die sichtbare oberflächliche Verwitterungsschicht misst 1,5—2 m.

Im Biel, am Fahrwege von Unterkulm über Spitzacker nach dem Wannenhof, kaum 400 m südlich von den beiden letztgenannten Örtlichkeiten, begegnet man einem kleinen Anriss in undeutlich wagrecht geschichtetem, sehr stark verwittertem Schotter von gleichem Charakter. Die Gerölle besitzen höchstens 20 cm Durchmesser, sind durchwegs gut gerundet und stellenweise sehr fest verkittet. Etwas weiter oben findet sich ein zweiter Aufschluss und am steilen Waldabhang über dem Weg treten Nagelfluhköpfe hervor.

Im Buchloch, am Wege von Binzhalden nach Wannenhof, gewahrt man im Waldwinkel bis 585 m einige kleine Nagelfluhköpfe. Am Hohlwege des Buchloches sieht man in 600—620 m an beiden Steilborden gelbbraune, stark verwitterte Gerölle mit Sand und Lehm vermischt.

Hohliebe westlich Oberkulm. 653—620 m. An dem gegen das Winental gerichteten Steilrande des Plateaus steht löchrige Nagelfluh an. Am Südwestabfall desselben, im Forchenhölzli, tritt sie gleichfalls zutage. Der Schacht des Sodbrunnens bei dem Gehöft auf der Höhe geht angeblich 9 m tief ganz durch „Grien". Etwa 400 m weiter nach N zwischen 640 und 650 m ist in einer kleinen Kiesgrube am Westrande des Junkernholzes eine braun verwitterte, unregelmässig geschichtete Schotterbildung vom Charakter der löchrigen Nagelfluh aufgeschlossen. Die Gerölle sind überall mehr oder weniger gut gerundet und nicht über faustgross, und bestehen der grössten Menge nach aus alpinen Kalksteinen. Auf dem Schotter und stellenweise an den Abfällen der Hochebene liegt Moränenmaterial mit eckigen Findlingen.

Der Bergsporn, der vom Plateau der Hohliebe nordostwärts gegen den Däzlihof vorspringt, scheint gänzlich aus diluvialem Material zu bestehen. Unmittelbar westlich vom Hause ist er auf 10 m Höhe durch eine Grube aufgeschlossen, die deutlich horizontal geschichteten Kies und Sand mit meist schlecht gerundeten Geröllen von nicht über 20 cm Durchmesser aufweist, ohne Gekritztes, mit bedeutend mehr krystallinischem Material, als im Deckenschotter. — Etwa 20 m höher findet sich weiter westlich eine verlassene Griengrube mit stark verwittertem, scheinbar ungeschichtetem Glazialschutt. Neben kleineren gerundeten, aber auch halbeckigen Geschieben, Sand und Lehm finden sich runde Blöcke von bis 2 m Durchmesser, sowie reichlich gekritzte Stücke. Unter den Geröllen kommen u. a. solche von echter löchriger diluvialer Nagelfluh in lockerem Schutt steckend vor. — Diese beiden letzten Bildungen sind ohne Zweifel jünger als der Deckenschotter, erinnern aber besonders durch ihre Zusammensetzung vielfach an diesen.

In allen echten Deckenschottervorkommnissen auf dem Höhenzuge westlich der Wina fehlen meines Wissens sowohl gekritzte Geschiebe, als auch eckiges Material und Blöcke, wie solche östlich der Wina sich stellenweise zeigen. Auf der südlichen Fortsetzung des Bergrückens sind trotz gründlicher Absuchung aller in Betracht fallenden Stellen weitere Deckenschotterablagerungen nicht zu finden gewesen. Insbesondere scheinen sie dem Stierenberge [874 m], der höchsten Erhebung des ganzen Rückens, zu fehlen, wenn auch die Möglichkeit nicht von der Hand gewiesen werden kann, dass die jüngeren reichlich vorhandenen Diluvialgebilde sie verhüllen.

B. Deckenschotter im Ruedertal [Bl. 167 und 169 des top. Atlas].

Der breite Plateaurücken, der sich zwischen der Suhre und ihrem rechten Nebenfluss, der Ruederchen [Mündung bei Schöftland], erhebt, kulminiert mit dem Schiltwald 869 m. Dessen Kuppe besteht aus Molasse, die man besonders am nördlichen Abhang konstatieren kann, nur auf dem flachen Gipfel gibt es einige erratische Blöcke. Der Rücken dagegen, der sich vom Schiltwald mit allmählich abnehmender Höhe gegen

Schöftland zieht, trägt an verschiedenen Stellen eine mächtige Decke aus geschichtetem und ungeschichtetem Erratikum.

Oberhalb Schmiedrued, südwestlich Waldi, in der Wolfgrube, 710 m erschliesst eine verfallene, kleine Grube im Waldeinschnitt stark verrutschten und hochgradig zersetzten erratischen Kies, bestehend aus lauter runden Geröllen. Alpine Kalke und Gerölle der bunten miocänen Nagelfluh herrschen vor. Die seltenen krystallinischen Geschiebe sind wegen der vorgeschrittenen Verwitterung kaum definierbar, immerhin dürfte ein sehr stark kaolinisierter grauer Porphyr von der Windgelle stammen. Die grössten Gerölle sind Sandsteine und helle, graugelbe Süsswasserkalke der Molasse. — Steigt man aus dem Tälchen der Wolfgrube gegen den

Gütsch, 756 m, hinan, so findet man am Fusse des Südabhanges eine Geröllhalde von etwa 720 m an Kies, der in 740 m und höher stellenweise zu einer festen, lückigen Nagelfluh verkittet erscheint. Die vorherrschend aus Kalkgeschieben bestehende Nagelfluh ist in einzelnen Lagen sehr feinkörnig, die Gerölle nicht über erbsengross, aber allerorts gut gerundet bis kantenbestossen, im Maximum 15 cm gross. Das kalzitische Bindemittel ist stark gebräunt, die Nagelfluh sowohl lückig, als löchrig infolge von Auslaugung. Die Äcker und der Waldboden auf der Höhe sind durchwegs mit erratischem Geschiebe bedeckt. Am Südabhang liegt an der Nagelfluh ein loser, eckiger Block aus prächtig gefälteltem Chloritgneiss [Wallis?], ein anderer von 1,5 m grösstem Durchmesser aus identischem Material am Westabhang der Hochebene, im Hombergwald. Köpfe diluvialer Nagelfluh treten auch an dem steilen östlichen und nördlichen Abhange des Gütsch hervor, und besonders schön und mächtig entwickelt, an der

Blinzistiege, dem steilen bewaldeten Abhang oberhalb „In der Schür" bei Waldi in einem Niveau von 690 bis 720 m. In den untern Partien besteht die Nagelfluh aus durchschnittlich eigrossen Geröllen, doch kommen vereinzelt auch grössere runde und halbrunde darin vor (grösstes ein Gneiss von 50 cm Durchmesser). $^9/_{10}$ der Gerölle sind alpine Kalksteine; daneben polygene Nagelfluh und feste Sandsteine der subalpinen Molasse; dagegen wenig sehr zersetzte Zentralmassivgesteine. Eine Schichtung ist in der stark von Kalksinter überkrusteten Nagelfluhwand nicht zu beobachten. In den obern Partien sieht man Bänke von horizontal geschichtetem Konglomerat mit kaum erbsengrossen Geschieben.

An diesen Nagelfluhköpfen bemerkt man eigentümliche grössere Löcher und Höhlengänge, die teils durch Auslaugung, teils durch Herausfallen lockeren Kieses zustande gekommen sind. Ferner sei ein zerquetschter Molassesandstein von 35 cm Durchmesser angeführt, der in der Nagelfluh steckte. Am Fusse der Schotterwand tritt am Wege eine stattliche Quelle von 400—500 Minutenliter zutage. In dem abgestürzten Schutt ist eine Grube eröffnet; die z. T. gewaltigen Trümmer lassen eine deutliche Schichtung erkennen. Wie am Gütsch, liess sich auch hier unter den Felsarten Windgellenporphyr konstatieren.

Weiter gegen NW in ca. 700 m bei Bodenrüti am Rande einer kleinen Waldparzelle schneidet eine 6 m hohe Grube 4 m horizontal geschichteten groben Kieses auf 2 m losem gut gewaschenem Grobsand an.

Der waldige Westabfall des Plateaus vom Berg 761 m weist neben einem kleinen Nagelfluhkopfe in 740 m Höhe nur losen Kies auf, oben einzelne eckige erratische Trümmer aus Walliser Gesteinsarten.

Auf der Wasserscheide am Wege von Bodenrüti nach Kulmerau in 710 bis 720 m wird in einer ziemlich grossen Grube erratisches Material ausgebeutet. Man bemerkt hier, teils schichtungslos, teils unregelmässig schief und wagrecht geschichtet, Kies und Sand: mit zumeist runden, aber auch einzelnen eckigen und undeutlich gekritzten Geschieben. Der Sand findet sich in Form von grösseren Nestern und gleicht oft auffallend einer lockeren Molasse. Jedenfalls weist diese Bildung einen andern Charakter auf als die oben beschriebenen Deckenschotterablagerungen, und dürfte eine in unmittelbarer Nähe des Gletscherrandes entstandene Moränenabschwemmung, vielleicht mit Molasseaufarbeitung vorstellen.

Auf Engiweid und Rossrücken (706 m) gibt es erratisches Geschiebe von unbestimmtem Typus, ebenso erscheint Kies am Ostabhang des Plateaus von Frauenacker (702 m) und oberhalb Euzigraben.

Echte Deckenschotternagelfluh bildet das ungefähr 30 m hohe Steilbord von Benkel (620—650 m). Man sieht an einem Kopfe eine Wechsellagerung von sonderbar löchrigem, festem diluvialem Sandstein mit gewöhnlichem Konglomerat; die Schichten fallen alle stark südwärts, wohl infolge einer ungleichmässigen Senkung des ganzen Nagelfluhfelsens. Im Benkelloch, etwa 150 m südlich von der Strasse Kirchrued—Kirchleerau ist in ca. 630 m im Schotter eine Grube angelegt, welche in bekannter Zusammensetzung horizontal geschichtete Gerölle von bis 50 cm Durchmesser aufweist. Stellenweise findet man der Terrainoberfläche konform gebogene oder wellige Schichten. Die Verwitterungsschicht ist von sehr ungleicher Dicke, 0,3—2 m und dürfte kaum in ihrer ursprünglichen Dicke vorhanden sein.

„Auf der Burg" (Punkt 651 m) findet sich die Fortsetzung des Plateaus von Benkel, mit einem Steilbord gegen SE und NE in 610—640 m, das an verschiedenen Stellen Nagelfluh und Kies erkennen lässt.

Auch an dem nordöstlichen Rande der Hochebene „Auf der Ebene" westlich Schmiedrued sieht man am Wege vom Signal 659 m in ca. 670 m eine Grube in erratischem Schutt: oben 4 m lehmig-sandiger, brauner Verwitterungsschutt nach unten übergehend in teilweise noch stark zersetztes Grien mit Sand. Kies sieht man auch am obern nordwestlichen Abhang der Ebene. Molasse steht nirgends an bis in 630 m im Kohlholz an der Wegbiegung. Immerhin gewähren die par Entblössungen zu wenig Einblick in den Aufbau der Bergebene, um das Vorhandensein einer zusammenhängenden Schotterdecke mit Bestimmtheit zu behaupten.

Eigentliche löchrige Nagelfluh konnte auf dem Höhenzug nördlich von der Burg nicht konstatiert werden; dagegen liegt vielfach loses Geröll herum, das möglicherweise als Rest einer Deckenschotterablagerung zu deuten ist.

Im weiter westlich liegenden Teil des Untersuchungsgebietes sind an den Deckenschotter erinnernde hochgelegene Kieslager bisher nicht gefunden worden. Kaufmann[1]) macht u. a. auf ein solches am Wege von Roggliswil nach St. Urban, 3 Minuten nordwestlich vom Hofe Schöneich, aufmerksam. Das Lager ist heute, 1902, völlig ausgebeutet, und der Abschluss der Grube gegen S wird durch eine an 30 m hohe Sandsteinwand gebildet. Die vorhandenen Kiesreste sind stark verwittert und setzen sich fast ausschliesslich aus Rollsteinen der bunten Nagelfluh mit sehr wenig Kalkstein zusammen. Alpenprotogine und Gneisse, sowie Wallisergesteine scheinen zu fehlen. Dagegen gibt es unter den Geröllen solche aus Molasse. In einzelnen scheinbar ungestört gebliebenen Nagelfluhpartien ist die Verkittung deutlich lückenhaft, Verwitterungslöcher waren hingegen nicht zu sehen.

Nach Struktur, Zusammensetzung und Lagerungsverhältnis zur Molasse ist der Kies sicher diluvialer Entstehung, und angesichts der bedeutenden Auflagerungshöhe (570 m) mit ähnlichen Vorkommnissen der nächsten Umgebung vielleicht dem jüngeren Deckenschotter zuzurechnen.

Ein Lager von diluvialer, löchriger Nagelfluh aus fast lauter Kalkgeröllen in ca. 1000 m Meerhöhe nennt derselbe Autor[2]) aus der Gegend von Signau im Emmental.

Die alten Flusschotter, die durch J. Bachmann und A. Baltzer aus der Gegend von Bern, durch Gilliéron von den Ufern der Saane bekannt geworden, sind jünger.

C. Ältere Geröllablagerungen anderen Charakters.

Mühlberg[3]) führt unter dem Abschnitt „Deckenschotter" u. a. eine Kiesablagerung auf dem Berg südlich Suhr zwischen Gränichen und Oberentfelden auf (Bl. 153 t. A) Die beiden Köpfe von 570 und 572 m, die dort dem Plateau aufgesetzt erscheinen, bestehen in den obersten 20 m aus Kies, in dem Quarzite vorherrschen. Daneben finden sich einzelne stark kaolinisierte Feldspatgesteine, aber kein Kalk. Die Gerölle sind alle gut gerundet und haben im Maximum 20 cm Durchmesser. Eine ganz analoge Ablagerung findet sich auf Fuden 574 m östlich Gränichen, wo aber darauf herum eckige Erratika liegen. Tiefere Aufschlüsse fehlen an beiden Orten. Wie Mühlberg betont, lässt sich die Abwesenheit von Kalksteingeröllen durch die Wirkung der Verwitterung nicht erklären; denn dieser müssten auch die Granite anheim gefallen

[1]) Beitr. L. XI. p. 377.
[2]) Beitr. L. XXIV. p. 470.
[3]) Der Boden von Aarau. Eine geologische Skizze p. 59.

sein. Ihrer stark abweichenden Zusammensetzung wegen dürfen diese Kieslager nicht mit der Deckenschotternagelfluh des Winentales in Verbindung gebracht werden. Vielmehr erinnern sie an die eigentümlichen Geröllablagerungen, welche die Höhen mancher Molasserücken, besonders im westlichen Teile unseres Gebietes, in verschiedener Mächtigkeit bedecken. Solche treffen wir z. B. auf den an Erratikum sehr armen Hügeln zwischen dem nördlichen Winen- und Seetal. Scheuerberg (554 m) und Mertlenberg (582 m) sind auf ihrer Höhe mit losem Geröll bedeckt; darunter herrschen die weissen Kiesel und Hornsteine bei weitem vor. Kalke sind selten und nur in Form kleiner Geschiebe vertreten. Alle Gerölle sind sehr gut gerundet und besitzen im Maximum 40 cm Durchmesser. — Ähnlichen Bildungen begegnet man auf Wannenhof westlich Kulm, und auf der Höhe des flachen Rückens, welcher das Suhrental vom Ürketal trennt, vom Geissberg 572 m bis auf Kalt 672 m. Reichlich liegen hier überall gut gerundete Gerölle von weissem, grauem und grünlichem Quarzit und rote und schwarze Hornsteine zerstreut.

Auf dem Plateau zwischen Ürke und Wigger (Fernchrüti 657 m, Rottannenhubel 661 m, Munihubel 645 m, In Rottannen nördlich Mühletal 641 m, Fuchsloch 624 m und Schorrüti 614 m) findet man eine wohl ursprünglich einheitliche Geröllbildung und darauf und an den Gehängen Erratikum mit zahlreichen, zumeist kleinen Blöcken aus Wallisergesteinen. Die Geröllbildung, oberflächlich ganz der des östlich gelegenen Plateaus gleichend, ist in drei Kiesgruben aufgeschlossen (Bl. 166 des t. A).

Am Rottannenhubel, etwa 400 m nordwestlich der Passhöhe der Strasse Bottenwil—Bottenstein—Zofingen, sieht man in einer grossen Grube im Walde bei ca. 650 m folgendes Profil:

Lehmig-kiesiger Waldboden	1,2 m.
Gelbbrauner lehmiger Kies	2,0 m.
Lehmsand	0,08 m.
Kies mit gelbem Lehm zwischen den Geröllen .	3,2 m.

Unter den ausnahmslos sehr gut gerundeten Geröllen halten die grössten 35 cm Durchmesser; im Mittel sind sie etwa faustgross. Krystallinische und dichte Quarzite vom Charakter der Rollsteine der Napfnagelfluh machen den Hauptbestand aus, daneben einzelne rote und grüne Granite und Amphibolite etc. — Was aber an der ganzen Bildung am meisten in die Augen sticht, ist die ausserordentlich hochgradige Verwitterung; ausgenommen die reinen Quarzite und die dichten Hornsteine sind alle Geschiebe mehr oder minder zerstört. Es finden sich zahlreiche Hohlräume von bis zu 10 cm Durchmesser dazwischen, in denen nur ein gelber, brauner oder schwarzer Verwitterungsrückstand enthalten ist. Ziemlich häufig sind überraschend leichte, schwarzbraune oder kohlenschwarze Gerölle, die beim leisesten Schlage zerbrechen und braun abfärben. Aus Sandsteinen ist der kalkige Zement vollständig weggeführt, sodass sie bei Berührung zu lockerem Sande zerbröckeln. Manche unreine

Quarzite sind gänzlich zerfressen und zerfallen unter dem Drucke der Hand. Andere sind unregelmässig durchlöchert, von zelligen, verzweigten Hohlräumen durchzogen. Hinwieder gewahrt man vereinzelte völlig schwammartige Geschiebe, wohl Reste von Kieselkalken. Granite und Gneisse sind unkenntlich verfärbt und oft gänzlich in Grus aufgelöst. Etwas besser sind die festen Amphibolite erhalten. Kalkgerölle fehlen vollkommen, oder sind doch nur in Gestalt entkalkter Verwitterungsresidua übrig geblieben. Dementsprechend ist auch aus dem Bindemittel der Kalk verschwunden und die Räume zwischen den einzelnen Geröllen sind durchwegs mit graubraunem, feinsandigem Lehm erfüllt, der z. T. aus dem ausgelaugten ursprünglichen Bindemittel, z. T. aus Verwitterungsresten der Geschiebe bestehen dürfte.

Schichtung ist nicht erkennbar, das die Bildung durchsetzende Lehmbändchen verläuft unregelmässig und ist an verschiedenen Stellen unterbrochen, woraus man wohl auf ein Insichzusammensinken des Kieslagers infolge der fortschreitenden Verwitterung schliessen muss. Dadurch dürfte auch die ursprünglich wohl vorhandene Schichtung zerstört worden sein.

In dem die Geröllbildung bedeckenden Schutte stecken vereinzelte, meist kleinere eckige erratische Geschiebe.

Eine zweite der Gemeinde Bottenwil gehörende kleinere Grube ist im selben Horizonte etwas weiter nach E oberhalb Krätzern eröffnet. Infolge geringer Ausbeutung ist sie stark zerfallen, und weist im übrigen das nämliche Material, jedoch mit viel mehr gelbem und grauem Sand in unregelmässigen Lagen und Nestern auf.

Die gleiche stark verwitterte und löchrige Kiesbildung tritt uns ferner etwa 800 m weiter gegen N an der nördlichen Strasse Zofingen—Bottenwil in einer grossen Grube bei 645 m am

Munihubel entgegen. Hier aber sieht man über ungefähr 4 m Geröll ein in südlicher Richtung an Mächtigkeit zunehmendes Lager von horizontalem Sandstein mit zerstreuten kleinen Kieseln, der durchaus den Charakter der miocänen Sandsteine trägt und in seiner südlichen Fortsetzung den Rücken des „hohen Marchstein" bildet.

Diese Lagerungsbeziehungen, sowie die Übereinstimmung der Gesteinsarten der Gerölle mit denjenigen von Nagelfluhvorkommnissen in der marinen Molasse der Umgebung lassen die Bildung mit Bestimmtheit als miocän erkennen. Sie scheint im Niveau 630—650 m als zusammenhängende Schicht über die ganze Plateaufläche zwischen den Tälern der Ürke und der Wigger verbreitet gewesen zu sein. Auch die auf dem östlich folgenden Höhenzuge zwischen Ürke und Suhre im selben Horizonte und tiefer zu findenden Gerölle von gleichem Charakter sind nur weiter reduzierte Reste des nämlichen miocänen Nagelfluhlagers.

Mühlberg[1]) erwähnt unter seinen „Gletscheranschwemmungen" aus der ersten

[1]) Über die erratischen Bild. i. Aargau. I. Aarau 1869, p. 97.

Periode unverkittete Kiesbildungen von Munihubel und Rottannenhubel zwischen Zofingen und Bottenwil, die wohl auf gleiche Weise und zu gleicher Zeit entstanden, wie die löchrige Nagelfluh, „und es hat in den Gewässern, welche durch diesen herabsickerten, nur der nötige Kalk gefehlt, um dieselben ebenfalls zu festen Massen zu vereinigen."

C. Mösch[1]) verzeichnet vom Rottannenhubel[1]) folgendes Profil:

„Mächtige Ablagerungen (Gletscherboden) aus Lehm, Gneiss- und Glimmerschieferblöcken.
Olivengrüner Sandstein mit Austern, locker geschichtet . . . . . 21 m.
Feste Nagelfluh grober und sehr bunter Gerölle, von auskeilenden harten Sandsteinbänken unregelmässig durchzogen, mit Wellenschlägen, Wirbeln und Zähnen von Fischen . . . . . 5 m.
Lockerer Sandstein mit Ostreen . . . . . 25 m..."
Er gliedert die „Nagelfluh" demgemäss dem Muschelsandstein (Helvetien Mayer) ein.

J. Kaufmann[2]) bemerkt, dass graue Quarzite der bunten Nagelfluh als sog. „Kugelsteine" überall auf den Höhen des Willisaueramtes zu finden seien. Oft stecken sie noch in einer 1—3' mächtigen, der Molasse unmittelbar auflagernden Schicht von Sand und Kies mit Lehm. Kaufmann rechnet diese Bildungen zum Diluvium; ob nicht, z. T. wenigstens, Verwitterungsreste in loco vorliegen?

Bei Pfaffnau südlich Burg nahe Eberdingen (T. A. Bl. 179) sieht man dem Plateau von Meeresmolasse typische miocäne Nagelfluh aufgelagert. Die in etwa 680 m gelegene grosse Griengrube zeigt an 10 m hohem Abbruch oben gelbbraunen Verwitterungslehm mit den charakteristischen kleinen, weissen Kieseln. Nach unten geht derselbe durch alle Zersetzungsstadien hindurch in bunte miocäne Nagelfluh über. Die Kalkgerölle sind alle ausgelaugt oder schwarzbraun verwittert, sodass die Bildung in Übereinstimmung mit den Vorkommnissen auf dem Rottannenhubel etc. ausgezeichnet löchrig (aber nicht lückenhaft) erscheint. Auslaugungshohlräume dürfen somit nicht als ein ausschliesslich der diluvialen Nagelfluh zukommendes Merkmal betrachtet werden. Gerölle mit z. T. spiegelglatten Eindrücken sind nicht selten.

Auf dem Molasseplateau zwischen Emme und Reuss kommen erratische dem Deckenschotter der Nordschweiz entsprechende Bildungen nur sehr vereinzelt und nicht weiter westlich als bis zur Suhre vor. Von den Schottern auf den Höhen zwischen Aa, Wina und Suhre sind jene „auf den Felsen" bei Kulm und der Wandfluh bei Zetzwil schon vielfach erwähnt und dem Deckenschotter zugerechnet worden. Die übrigen Nagelfluhlager, darunter diejenigen zwischen Suhre und Ruederchen mit der grössten horizontalen Verbreitung, stimmen in Zusammensetzung, Aufbau und Verwitterungszustand mit der Nagelfluh „auf den Felsen" überein: vorherrschend Kalkgerölle, krystalline Geschiebe selten und stets sehr stark verwittert. Ein Unterschied muss indes hervor-

[1]) Beitr. L. IV. p. 230 und L. X. p. 98.
[2]) Beitr. L. 11. p. 378.

gehoben werden: während auf dem Hombergzuge die diluviale Nagelfluh auf den höchsten Erhebungen als oberste Decke der Molasse aufgelagert vorkommt, erscheint auf dem Plateau zwischen Wina und Suhre die Molasse in unmittelbarer Nähe noch über dem obern Nagelfluhniveau anstehend. So liegt die Nagelfluh auf der Gulmhöhe bei Teufental mit ihrer Oberfläche ca. 597 m hoch, während weiter im W die Höhe von „Zwölf Ruten" (638 m) aus Molassesandstein besteht. In der Fornegg kulminiert der Schotter mit 615 m, westlich von dieser Stelle findet sich auf Wannenhof Molasse bis 641 m und auf Gschneit bis 657 m. Weiter gegen S dagegen bildet auch hier die diluviale Nagelfluh die oberste Decke; ebenso auf dem Rücken, der sich von Schiltwald gegen Schöftland zieht, wo die höchste Nagelfluh nur im Schiltwald selbst um ca. 110 m von Molasse überragt wird.

D. Übersicht über die Deckenschotterbildungen.

Aus der Vergleichung der Höhenverhältnisse ergibt sich die Frage: Sind die höchsten Nagelfluhlager des Hombergzuges und die z. T. wesentlich tiefer liegenden westlich der Wina, Reste einer und derselben Schotterbildung, oder haben wir es mit zwei verschieden alten Ablagerungen zu tun?

Du Pasquier[1]) rechnete nach dem Vorgange Pencks und Brückners alle über dem Niveau der Hochterrassen gelegenen Schotter der Nordschweiz zum Deckenschotter der fluvioglazialen Anschwemmung der ältesten Vergletscherung.

Aeppli[2]) konstatiert im Limmattal und auf den Höhen zwischen diesem und dem Reusstal löchrige Nagelfluh an zahlreichen Lokalitäten in sehr verschiedenem Niveau. Auch er betrachtet alle als Reste eines ältesten einheitlichen Deckenschotters, indem er die dieser Auffassung scheinbar widersprechenden Lagerungsverhältnisse auf eine nachträgliche bedeutende Dislokation zurückführt. Brückner[3]) bestreitet deren Existenz, indem er die sehr verschiedene Höhenlage der Schotter auf ungleiches Alter zurückführt. Als Deckenschotter gilt ihm nur die Bildung auf dem Albiskamm. In den Nagelfluhresten von Baarburg, Neuheim und Oberkellenholz erblickt er dagegen Schotter seiner Riss-Vergletscherung und in den noch tiefer gelegenen Sihl-Lorze-Schottern Ablagerungen der Würm-Eiszeit, beide unter besonderen, durch den Reuss- und Linthgletscher geschaffenen Bedingungen entstanden.

A. Gutzwiller[4]) weist in der Umgebung von Basel, über der Hochterrasse und älter als diese, zwei differente Schotterbildungen nach, die sich nicht nur durch die ungleiche Höhenlage, sondern namentlich auch durch den sehr ungleichen Verwitterungs-

---

[1]) Beitr. L. XXXI. 1. p. 94.
[2]) Beitr. L. XXXIV. p. 77 ff.
[3]) Penck u. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter p. 506—512.
[4]) Dil. von Basel p. 585 ff.

grad von einander unterscheiden. In Übereinstimmung mit Du Pasquier sieht Gutzwiller die Schotter von Rheinfelden und Mönchenstein als Fortsetzung derjenigen des Bruggerberges u. s. f. an, während er für den „oberelsässischen" Deckenschotter nach Lage und Zusammensetzung kein Analogon findet. Die Deckenschotter vom Ütliberg, Irchel, Schienerberg, Heiligenberg erscheinen ihm älter als die bisher damit zusammengefassten Schotter von Rheinsberg, Kohlfirst etc., die einem tieferen Niveau angehören[1]). Der Vergleich führt ihn zu der Schlussfolgerung[2]): „Die oberelsässischen Deckenschotter sind analog den hochgelegenen Deckenschottern der Ostschweiz als schuttkegelartige Ablagerungen eines bis in die Nähe von Basel vorgerückten Gletschers zu betrachten, der wesentlich Gesteine der Westschweiz mit sich führte." Durch die Annahme einer solchen zeitlichen Analogie wird freilich die ungleich stärkere, „bis auf 8 oder 9 m vollständige" Zersetzung[3]) des oberelsässischen Deckenschotters nicht erklärt. Die beträchtliche Grösse[4]) (Durchmesser im Maximum 0,3—0,45 m) der Gerölle des oberelsässischen Schotters erklärt Gutzwiller durch die unmittelbare Nähe des transportierenden Gletschereises, welches in diesem Falle das mittelschweizerische Molasseland zeitweise ganz bedeckt haben müsste, sodass dort eine gleichzeitige fluvioglaziale Ablagerung gar nicht zur Ausbildung kommen konnte.

Mühlberg[5]) schliesst sich Gutzwillers Auffassung in der Weise an, dass er auch den Deckenschotter des Mittellandes, je nach seiner Höhenlage, zwei verschiedenen ältesten Aufschüttungsperioden zuschreibt. Mit dem „älteren Deckenschotter" im Oberelsass und auf dem Irchel könnten nach ihm die bereits erwähnten Ablagerungen auf dem Heidenplatz (auf dem Berg) bei Suhr, am Ostabhang des Rotholz bei Erlinsbach, auf den Felsen bei Kulm entstanden sein. In die Periode der zweiten Vergletscherung verlegt er die Aufschüttung des „jüngern Deckenschotters"[6]) von: Rheinsberg am Irchel (nach Gutzwiller), Bruggerberg, Hörnli bei Freienwil, Gebenstorferhorn, Teufelskeller bei Baden, „auf dem Berg" südlich Rheinfelden und die oben beschriebenen Vorkommnisse von Hohliebe, Fornegg und Gulmhöhe in der Nähe von Kulm.

Es seien hier die Kontakthöhe und das Oberflächenniveau der Deckenschotter zu beiden Seiten des Winentales übersichtlich in der Gefällsrichtung zusammengestellt[7]):

---

[1]) l. c. p. 615.
[2]) l. c. p. 621.
[3]) l. c. p. 585.
[4]) l. c. p. 580.
[5]) Der Boden von Aarau, p. 59 ff.
[6]) l. c tabellarische Übersicht.
[7]) Die Zahlen sind an Hand der topogr. Karte 1 : 25000, soweit die Aufschlüsse es gestatten, festgestellt und können durch exakte Messungen vielleicht etwas modifiziert werden. Als Kontakthöhe ist das Niveau der tiefsten anstehenden Nagelfluh, oder, wo diese von Schutthalden verdeckt, der höchsten in der Nähe beobachteten Molasse angegeben worden.

Links.			Rechts.		
	Kontakthöhe	Oberfläche		Kontakthöhe	Oberfläche
—	—	—	Wandfluh	730—740 m	756 m
Hohliebe	620 m	653 m	Auf den Felsen	695 m	726 m
Buchloch	585 m	—	—	—	—
Fornegg	575 m	615 m	—	—	—
Gulmhöhe	560 m	597 m	—	—	—

Nachdem es Penck[1]) im Bereiche des schwäbisch-bayrischen Alpenvorlandes in umfassender Weise gelungen ist, zwei Deckenschotter zu unterscheiden und beide gesondert bis zu ihrer Verknüpfung mit Moränen zu verfolgen, nachdem Penck diese Unterscheidung für das Rheingebiet oberhalb der Aaremündung[2]) mit mehr oder weniger sicherem Erfolge versucht hat und nachdem sie von Brückner für das Rheintal unterhalb Koblenz und nach dem Vorgange Mühlbergs für die Umgebung von Brugg und Baden, sowie zum Teil auch für mein spezielles Untersuchungsgebiet [auf Grund der von mir an Mühlberg[3]) gemachten Angaben] durchgeführt worden ist, sehe ich mich trotz der oben geäusserten Bedenken veranlasst, diesem Vorgehen zu folgen. Für die Gegend zwischen Reuss und Emme beschränkt sich das Vorkommen des

älteren Deckenschotters auf die winzigen Reste, die auf dem Hombergzuge östlich vom Winentale namentlich auf den „Felsen" und auf der „Wandfluh" erhalten geblieben sind. Vielleicht ist auch das von Mühlberg mehrfach erwähnte hochgelegene Kieslager im Rotholz bei Erlinsbach dazu zu rechnen. Trotzdem nach Brückner[4]) von einer Erhaltung des ältesten Schotters in Deckenform oberhalb Koblenz „keine Rede" sein kann, schliesst Brückner gleichwohl auf die einstige Existenz einer zusammenhängenden Decke und motiviert diese Annahme folgendermassen: „Die Molasserücken zwischen dem Wiggertal im Westen und dem Tösstal im Osten bleiben alle unter dem nach Nordwesten fallenden Oberflächenniveau der Decke, welches durch die Vorkommnisse auf dem Irchel, auf dem Heitersberg und auf der Wandfluh markiert wird." Aus dieser Hypothese von einer einheitlichen ältesten Schotterdecke dieses Gebietes wird dann weiter gefolgert, dass zur Zeit ihrer Bildung „die Täler des Mittellandes noch nicht existierten". In der Sohle des ältern Deckenschotters, der präglazialen Landoberfläche, will Brückner eine durch Abtragung entstandene Rumpffläche (nach Analogie der von Penck im schwäbisch-bayrischen Alpenvorland nachgewiesenen) erkennen und sieht den Beweis für diese Art der Entstehung in der Erscheinung, „dass die alte Landoberfläche die schwach geneigte Molasse, die Vorfalte der Molasse südlich der Lägern, dann aber auch eine Jurafalte glatt durchsetzt". Indem er versucht, die präglaziale Landoberfläche weiter zu verfolgen, findet Brückner, dass „der Grossteil der Molasseberge mit seinen

[1]) Penck u. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter u. a. pag. 399.
[2]) l. c. 404—409.
[3]) Der Boden von Aarau p. 61.
[4]) l. c. pag. 409.

abgeplatteten plateauförmigen Höhen sich als Zeugen einer alten ebenen Landoberfläche in das Niveau einordnet", welches man erhält, indem man sich die Sohle des ältern Deckenschotters von den äussersten Vorkommnissen (Irchel, Heitersberg, bei Kulm) mit einem Anstieg von 8 ‰ gegen die Alpen fortgesetzt denkt. Nach Brückner ragen nur Albiszug mit Ütli etwas, Hörnli, Bachtel und Napf um grössere Beträge über dieses Niveau empor. Ich möchte hier bemerken, dass dies auch für den Stierenberg (874 m) und für den Schiltwald (869 m) zwischen Wina und Suhre gelegen zutrifft. Denkt man sich nämlich die Deckenschottersohle der Felsen bei Kulm (rund 700 m) in südlicher bezw. südwestlicher Richtung gegen die genannten Berge fortgesetzt, so würde sie bei 8 km Entfernung dieselben in 764 m schneiden; d. h. die Gipfel dieser Molasseberge ragen um 105—110 m über die supponierte präglaziale Landoberfläche hinaus. Sonach muss für diese an der Stelle ein sehr viel grösseres Gefälle angenommen werden, oder dann haben diese Erhebungen mit mindestens 105—110 m relativer Höhe schon in der präglazialen Zeit existiert — alles das unter der sehr unwahrscheinlichen Voraussetzung, dass die seitherige Denudation sie nicht erheblich erniedrigt habe. Schon daraus scheint mir hervorzugehen, dass eine vollkommen ebene Rumpffläche, eine „Peneplaine" im Sinne Davis, in präglazialer Zeit im schweizerischen Mittellande nicht zur Ausbildung gelangt ist. Es kann auch meines Erachtens wenigstens im östlich der Berner Aare gelegenen Gebiet des Molasselandes, wie die Profile zeigen, von einem plateauförmigen Charakter der Höhen, der auf eine alte Abrasion des ganzen Systems hindeuten würde, keineswegs die Rede sein. Wenn im grossen und ganzen die grössten Erhebungen der horizontalen Molasse (aber nur diese!) einer mehr oder weniger ebenen, in der Richtung der allgemeinen Entwässerung fallenden, die Molasseschichten schräg schneidenden Fläche sich einordnen, auf welcher die kümmerlichen Reste des ältern Deckenschotters aufruhen, so liegt darin noch kein Beweis dafür, dass sie einer durch Abtragung entstandenen Rumpffläche angehört haben. Sie können vielmehr ebenso gut aus der allgemeinen Aufschüttungsebene der Miocänzeit durch die mit der gesamten seitherigen Talbildung verbundene Denudation hervorgegangen sein; denn diese musste die in der Nähe des Hauptflusses — der Aare — befindlichen Partien stärker abtragen, als die mehr alpenwärts liegenden. Noch auf einen andern Punkt sei hier hingewiesen: In den an anderer Stelle (p. 25—28) geschilderten Lagern von miocäner Nagelfluh auf den Höhen der Molasserücken westlich von der Suhre ist die Verwitterung weiter vorgeschritten, als in irgend einem der mir bekannten Vorkommnisse von diluvialer Nagelfluh. Dieses Verhältnis ist nur erklärlich durch die Annahme, dass jene Höhen schon länger den Agentien der Verwitterung ausgesetzt sind, als der ältere Deckenschotter. Das bedeutet aber, dass z. B. der Höhenzug zwischen Suhre und Wigger in der Gegend von Zofingen-Schöftland schon zur Zeit der Deckenschotterablagerung Landoberfläche mit einem Niveau von etwa 650 m war (Felsen bei Kulm = 700 m). Erscheint nach alledem die Existenz einer ebenen präglazialen Rumpffläche im schweizerischen Mittellande schon an sich problematisch, so ist dies noch viel mehr der Fall in Bezug auf die von Brückner zur Erklärung ihres grossen Gefälles,

6 ‰—12 ‰, vermutete nachträgliche Schiefstellung derselben, durch welche die südlichen den Alpen benachbarten Teile um mindestens 150 m gehoben worden sein sollen. Keine Erscheinungen deuten auf eine derartige Hebung am Alpenrande, manche dagegen auf eine Schiefstellung gerade im entgegengesetzten Sinne hin; so das Auftreten der marinen und der obern limnischen Molasse, sowie die von Kaufmann in der Nähe der gefalteten Zone beobachteten Schieflagen mit südsüdöstlicher Fallrichtung. Kommt mir aus diesen Gründen die Hypothese einer ebenen präglazialen Abtragungsfläche nach der Art der schwäbisch-bayrischen für unser Gebiet ungenügend bewiesen vor, so vermag ich auch die Annahme einer einheitlichen, zusammenhängenden ältesten Schotterdecke nicht zu teilen. Vielmehr bin ich der Ansicht, dass die präglaziale Landoberfläche bereits ein von seichten Tälern durchfurchtes, sanftwelliges Hügelland war, dessen Vertiefungen allein während der ersten Vergletscherung mit dem ältesten Glazialschotter aufgeschüttet wurden, während einzelne Höhen gleich Inseln über die Ablagerungsfläche emporragten (Hörnli, Bachtel, Stierenberg, Schiltwald, Napfgebirge etc.). Beim späteren viel tieferen Einschneiden wurden die Schottermassen zum weitaus grössten Teil wieder entfernt; spärliche Reste erhielten sich an Stellen, wo der Fluss seine alte Richtung verfehlte. Infolge ihrer Verkittung stellten sie wohl mancherorts das resistenteste Gesteinsglied vor.

Vom älteren Deckenschotter trennen wir lediglich auf Grund der tieferen Lage als **jüngeren Deckenschotter** die oben aufgeführten Lager von diluvialer Schotternagelfluh auf der linken Seite der Wina und in besonders grosser Ausdehnung und Mächtigkeit auf dem Höhenrücken, der das Suhrental von dem bei Schöftland ausgehenden Seitental der Ruederchen scheidet. Wie man im Deckenschotter des Siggenberges die Fortsetzung der älteren Bildung der Felsen bei Kulm erblickt, so parallelisiere ich die tiefergelegene Nagelfluh zwischen Wina und Suhre mit dem jüngern Deckenschotter des Bruggerberges.

Eine vergleichende Betrachtung der Lagerungsbeziehungen des jüngern Deckenschotters zur Molasse gibt uns Aufschluss über die Oberflächengestaltung vor seiner Aufschüttung, oder mit anderen Worten über den Betrag der ihr vorangegangenen Durchtalung des Molasselandes. Indem man jeweilen die tiefstgelegenen Auflagerungsstellen des jüngern Deckenschotters den höchsten Erhebungen des älteren Gesteins in der Nachbarschaft gegenüberstellt, erhält man Auskunft über die minimale Tiefe der vor der Ablagerung des Schotters vorhandenen Hohlform. Die absoluten Höhenunterschiede lassen sich schon deswegen nicht mehr mit Sicherheit feststellen, einerseits weil man nicht weiss, ob die noch sichtbaren Kontaktstellen die absoluten tiefsten Lagen des Schotters bezeichnen, was in Anbetracht ihrer Orientierung an den Talflanken kaum wahrscheinlich, anderseits weil die höchsten Erhebungen älteren Gesteins durch die allgemeine Ablation seither erniedrigt worden sind.

Im Winental liegt der tiefste Kontakt des Deckenschotters westlich Teufental auf der Gulmhöhe mit 560 m noch immer ca. 120 m über dem heutigen Flussniveau

und 80 m tiefer, als der nahe überhöhende Molasserücken von zwölf Routen der westlichen Talseite und 55 m tiefer als die Molassekuppe des Heiterplatzes im E der Wina. Daraus ergibt sich die Präexistenz einer Talfurche von mindestens 55—80 m Tiefe, deren Sohle höchstens 120 m über dem gegenwärtigen Alluvionstalgrunde lag.

Die Molasse steigt im Schiltwald, dem Kulminationspunkte der Wasserscheide zwischen der Suhre und ihrem rechten Nebenfluss der Ruederchen, 150 m über die untere Grenze des Deckenschotters am nahen Gütsch (720 m) und diese liegt wiederum ca. 100 m über der Ruederchen bei Waldi. Daraus folgt für das Relief vor der Ablagerung des jüngern Deckenschotters eine Höhendifferenz von mindestens 150 m für näher als 1 km von einander gelegene Stellen. Auch der östlich gelegene Stierenberg (874 m) hat schon damals seine Umgebung wesentlich überragt.

Im Aaretal erhebt sich die Schotterunterlage auf dem Bruggerberg (440 m) um 110 m über das dortige Aareniveau, bleibt dagegen 260 m unter dem Gipfel des Geissberg und 334 m unter dem der Gisulafluh, woraus sich für diese in der Hydrographie unseres Landes so bedeutungsvolle Stelle eine minimale Tiefe von rund 300 m des Taleinschnittes berechnen würde.

Wie im Aaretal, so liegt auch im Limmattal der Deckenschotter an verschiedenen Orten auf Erosionsterrassen. So nach Aeppli[1]) bei Baden auf dem Kreuzliberg 488 m, d. h. 130 m über dem Limmatspiegel (358 m) und 375 m tiefer als der höchste Punkt der Lägern (863 m). Lassen wir die von Aeppli auf sehr unsichere Grundlagen gestützte, diluviale Dislokation ausser acht, so treten uns recht ansehnliche Höhendifferenzen im vorglazialen Relief auch hier entgegen.

Wenn aber das Aare-, Rhein- und Limmattal bis zu 100—130 m über die heutigen Flussläufe ausgefurcht, und sogar kleine Täler, wie dasjenige der Wina mindestens angedeutet waren, so musste auch das Reusstal u. a. sich vorgebildet finden, als der jüngere Deckenschotter zur Ablagerung gelangte. Lässt sich derart das Vorhandensein von ansehnlichen Erosionsfurchen im allgemeinen nachweisen, so spricht nur die Wahrscheinlichkeit dafür, dass sich ihr Verlauf im ganzen mit dem heutigen gedeckt habe.

Sicher trafen die Gletscher, deren Schmelzwasserbäche den Deckenschotter verschwemmten, ein sehr viel stärker durchfurchtes Relief an, als es um die nämliche Zeit die bayrisch-schwäbische Hochebene bot. Indem sich das Inlandeis mit breitem, wenig gegliedertem Rande aus den Alpentälern über das Plateau vorschob und ausbreitete, verteilte sich die zuvor in wenigen Hauptadern konzentrierte Wassermenge in Form einer Unzahl kleiner Schmelzwasserbäche über ein weit grösseres Gebiet. Denn die alpine Eisflut blieb nicht, wie bei späteren Vorstössen, auf einzelne Täler beschränkt, die ihr als Strombetten dienten, sondern sie ergoss sich in mehr oder weniger zusammenhängender Decke über das ganze Land. Schmelzwasser quoll überall aus dem Eisrande hervor und verschwemmte den Moränenschutt, sowohl

[1]) l. c. pag. 43, 44.

über die flachen Plateaurücken, wie über die sie trennenden seichten Talböden, ganz ähnlich, wie es während späterer Eisperioden noch in der Westschweiz geschah, wo die Gletscherabschwemmungen nach Gilliéron[1]) im Kanton Freiburg auch die Hochflächen zwischen den Tälern, oft in bedeutender Ausdehnung und Mächtigkeit bedecken. Es sei z. B. auf die weite Kiesfläche verwiesen, die nordöstlich Freiburg das Plateau zwischen Saane, Sense und Taffernabach überschüttet hat.

Die vorhandenen Täler wurden zum Teil gänzlich aufgefüllt; im allgemeinen aber dürfte eine gleichmässig geneigte und ebene Schotteroberfläche, ganze Gegenden umfassend, nirgends zur Entwicklung gekommen sein[2]).

„Blockfazies" und gekritzte Geschiebe des alten Schotters der Wandfluh bei Zetzwil, Schrammen an einzelnen Kalkgeschieben auf den Felsen bei Kulm, ähnliche Erscheinungen im Deckenschotter von Siggenberg und Egg[3]) deuten auf die Gletschergrenze der ältern Deckenschotter-Eiszeit hin[4]). Während derselben würde demgemäss die Vergletscherung ungefähr die nämliche Ausdehnung erreicht haben, wie beim letzten grossen Vorstoss. Noch nicht bekannt ist die Ausdehnung des diluvialen Eises, von dem sich der jüngere Deckenschotter ableitet[5]), welche Periode von Penck mit dem Namen der Mindel-Eiszeit belegt wurde.

Dass die Schotter des obern Aargau im besonderen als Abschwemmungen eines alten Reussgletschers zu betrachten sind, folgt aus der Natur der Gerölle, unter denen Windgellenporphyr und Taviglianazsandstein besonders bezeichnend sind.

Anhaltspunkte für die Entscheidung der Frage nach dem Verhalten des Rhonegletschers jener Periode fehlen.

IV. Abschnitt.

Die Hochterrassen.

A. Im Reusstal.

Der Nachweis von zweifellosem Hochterrassenschotter gestaltet sich hier besonders schwierig, weil die Täler bis ganz nahe an ihren Ausgang mit Ablagerungen der jüngsten

[1]) Beitr. L. XVIII.

[2]) Es ist kaum zulässig, aus dem etwas geringern Gefälle des ältern Deckenschotters vom Albishorn bis zum Uto auf eine nachträgliche Dislokation desselben zu schliessen. Denn es ist doch nicht annehmbar, dass ein und derselbe Fluss all diese heute zerstückelten Nagelfluhreste auf dem langgestreckten Albiskamme in Form einer zusammenhängenden Decke angeschwemmt habe (vergl. Äppli L. XXXIV, pag. 75/76).

[3]) Vergl. Du Pasquier l. c. pag. 85 u. 94.

[4]) Von Penck als Günz-Vergletscherung bezeichnet.

[5]) Vergl. Penck und Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter, pag. 463.

Eiszeit bis hoch an die Gehänge hinauf überschüttet sind. Mühlberg[1]) erwähnt Reste von Hochterrasse von den folgenden Lokalitäten am Ausgange des Reusstales: Birchhölzli bei Windisch; Birrenmoos rechts der Reuss, südöstlich Birmenstorf; Wolfbühl oder Rötlerhölzli 425 m; zwischen Fislisbach und Rohrdorf im Hiltiberg am Abhang des Rohrdorferberges; südwestlich der Strasse von Nieder-Rohrdorf nach Ober-Rohrdorf.

Schotter findet man weiter talaufwärts am Ausgang des Seitentales der Jona; das linke (südliche) steile Gehänge ihres Tobels besteht aus diluvialer Nagelfluh, die stellenweise bis zu 440 m (Reusspiegel 385 m) ansteigt und auch im Bachbett zu sehen ist.

Die mächtigen Schotterlager am Südeingange des Seetales bei Eschenbach-Ballwil und östlich Inwil sind, obschon ziemlich hoch über der Reuss gelegen, jünger als der Hochterrassenschotter.

B. Im Seetal.

Innerhalb der Endmoränen der letzten Eiszeit gelang es mir nicht, hochterrassenähnliche fluvioglaziale Bildungen aufzufinden. Dagegen begegnen wir solchen am S- und W-Abhange des Staufberges bei Lenzburg [vergl. Tafel II Pr. 8e]. Erratisches Geröll mit vorherrschenden Kalkgesteinen, meist gut gerundet, und mehr oder weniger deutlich horizontal geschichtet, ist an mehreren Punkten bis zur Höhe des Plateaus (520 m) zu sehen. Hie und da zeigt sich lose Verkittung. Im obern Teil erscheinen kantenrunde Blöcke von bis zu 50 cm Durchmesser, die nicht weit durch Wasser transportiert worden sein können. — Mühlberg[2]) erwähnt vom Staufberg „Blöcke und Schutt". —

Am N- und E-Abhang steht nicht weit unter dem Gipfel schwach südlich fallender Muschelsandstein an, der die Hauptmasse des isolierten Hügels bildet[3]).

C. Im Winental [vergl. Tafel III Pr. 7d und 7e, sowie Bl. 153 und 157 t. A].

Im Bereich der letzten Vergletscherung fehlen ältere fluvioglaziale Ablagerungen gänzlich; auf der etwa 12 km langen Talstrecke ausserhalb der Endmoränen begegnen wir ihnen vielerorts. An der westlichen Talseite von Kulm abwärts bis Gränichen fällt ein bis 60 m hoch über die flache Sohle ansteigendes Steilbord auf, welches schon äusserlich durch die Bewaldung vor dem sanfteren, stärker gegliederten und meist offenen Ostgehänge sich auszeichnet. Auch treten an diversen Stellen seiner Basis zahlreich Quellen zutage, während die andere Seite eine trockene Sandsteinhalde darstellt. Die

[1]) Mitt. d. aarg. naturf. Ges. IX. Heft. 1901 p. 91 ff.

[2]) I. Bericht p. 75.

[3]) Mühlberg (Der Boden von Aarau p. 162) vertritt die Ansicht, es seien auch die vor den Seoner-Moränen gelegenen Terrassen, die in die Terrasse von Hunzenschwil übergehen, als Hochterrasse aufzufassen. Ich kann mich, aus später darzulegenden Gründen, dieser Auffassung nicht anschliessen.

Terrassenfläche über dem Steilhang ist meist sehr schmal und uneben, nur auf dem Gulm nordwestlich von Teufental ist sie deutlich ausgeprägt.

Übersicht der Hochterrassen.

Lokalität	Meerhöhe des obern Terrassenrandes	Meerhöhe der Wina	Meerhöhe des obern Terrassenrandes	Lokalität
	m	m	m	
Links	—	—	—	Rechts
Fluch westlich Oberkulm .	550	467	—	—
—	—	462	540	„Brenne“ nördlich Juch östlich Unterkulm
Grosser Rain n. Unterkulm	520	455	520	Einschlag n. Unterkulm
Kleiner Rain	515	450	—	—
Ostabhang der Fornegg .	500—490	450—445	510—500	Teufental
Gulm nordwestl. Teufental	500 - 490	440	—	—
Bleienrain	480	435	—	—
Unter Zinken	?	425	—	—
Moortal	480—470	422—415	—	—
Burghalde	492	412	460	Gränichen-Vorstadt
—	—	400	?	Ö. Suhr Rintal-Oberholz
—	—	390	—	Brestenegg.

Als typische Bildung sei zunächst die Schotterablagerung des „Grossen Rain“ bei Kulm etwas eingehender besprochen. Nördlich Unterkulm wird die Sohle des Winentales durch einen breiten Vorsprung des westlichen Gehänges auf nur 250 m eingeengt. Derselbe fällt mit einer steilen 40—50 m hohen und etwa 600 m langen bewaldeten Halde gegen den Talgrund ab. Am südlichen und nördlichen Ende des Waldes findet sich je eine Entblössung an dem Wege, der vom „Winkel“ dem Fusse des Abhanges entlang gegen die „Fornegg“ führt. Die Anschürfung an der südlichen Waldecke ist neuesten Datums und dementsprechend noch wenig umfangreich. Sie zeigt ein stark erdiges Gemisch von Geschieben jeder Grösse: Sand, Geröll und rundliche Blöcke aus alpinem Kreidekalk von bis 1,8 m grösstem Durchmesser liegen schichtungslos durcheinander. Blöcke von 0,6 m Durchmesser sind häufig. Scharfkantige Stücke fehlen, dagegen fand sich nach langem Suchen ein gekritztes Kalkgeschiebe und ein grosser Block mit undeutlichen, verwaschenen Schrammen. Der Zusammensetzung nach herrschen die alpinen Kalke vor; daneben krystalline Gesteinsarten, Windgellenporphyr und Taviglianazsandstein, Molasse in grossen Geschieben und ein gerundeter Block aus diluvialer löchriger Nagelfluh (Deckenschotter!) von 35 cm Durchmesser. (Ein gleicher Block steckte neben der Grube im Schutt.)

Dicht neben der Grube hat ein Bächlein gelegentlich eine Furche durch den Abhang gerissen, die sich bis an den obern Waldrand hinzieht. Sie schneidet in groben,

undeutlich wagrecht geschichteten Schotter mit Blöcken und Sand ein. Oben, etwa 20 m über dem Boden der damals 5 m hoch eröffneten Grube, sieht man aus der Erde hervorragend grosse, eckige Blöcke von Kalk und Sandstein.

Es lagert hier offenbar Moräne auf erodierter Hochterrasse. Die Grube selber erschliesst die an den Fuss des Terrassenabfalles angelehnte Schutthalde; daraus erklärt sich die Mischung aus Kies und groben Moränentrümmern, die man darin beobachtet.

Die zweite grössere, aber nur wenig ausgebeutete Grube liegt an der nordwestlichen Waldecke und schliesst den Abhang etwa 20 m hoch auf (470—490 m). Der Zusammensetzung nach stimmt sie mit der vorigen Grube überein. Die Geschiebe sind im allgemeinen nur unvollkommen gerundet, indes weder scharfkantig noch gekritzt. Die Grösse ist sehr ungleich, im Maximum von 35 cm Durchmesser. (Ein Kalkblock von 60 cm, der auf dem Boden der Grube lag, soll von anderswoher stammen.) In den tiefen Lagen scheint das Material im allgemeinen etwas feiner zu sein als oben. Infolge der starken Verrutschung ist die innere Struktur des Kieses nur stellenweise sichtbar. Unten gewahrt man horizontale Schichtung. In einer obern zu fester Nagelfluh verkitteten Partie sieht man Schichten von abwechselnd feinem und grobem Kies mit 20—30° nach W, also gegen das Seitentälchen von „Amslen", fallen. (Möglicherweise infolge nachträglicher Absenkung.) An einer Stelle steckte im Kies ein Block aus Deckenschotter, vielleicht von der nahen Fornegg abgestürzt. Die Gerölle, zumal krystalliner Art, sind viel weniger verwittert als im Deckenschotter; hohle Gerölle und Auslaugungen waren trotz wiederholtem Suchen nicht zu finden; ebensowenig indes auch solche mit Eindrücken und Quetschungserscheinungen.

An der Steilböschung zwischen den beiden beschriebenen Entblössungen sieht man überall Geröll herumliegen und hier und dort, bis an den obern Waldrand bei 520 m, Köpfe von lückenhaft verkitteter diluvialer Nagelfluh, vom Charakter der in der zweiten Grube vorkommenden. Es ist also wohl die Annahme gerechtfertigt, man habe es im Steilbord des Grossen Rain mit dem Abfall eines Hochterrassenrestes zu tun.

Am Kleinen Rain, etwas weiter nordwärts, sieht man sowohl im Wäldchen als auch am südlichen Abhang vereinzelte Nagelfluhpartien und Grien bis zu 515 m. — Ebensowenig tritt an dem sich daran anschliessenden

E-Abhang der Fornegg die hier überall auf der geologischen Karte verzeichnete Molasse, sondern nur loses und zu einer lockern Nagelfluh verkittetes Grien zutage. Stellenweise, wie z. B. am Waldweg, der von S her schräg am Abhang hinaufführt, erscheint Molassesandstein als Geschiebe ziemlich häufig.

Am Zinsentalrain, dem Nordabhang der Fornegg, schliesst eine kleine Grube am Wege stark mit Erde vermengten und verwitterten Hochterrassenschutt auf, in dem sich zahlreiche Gerölle von Deckenschotternagelfluh finden.

Der bewaldete E-Abhang des Gulmplateaus besteht ganz aus Kies und Nagelfluh. Ein kleiner Anbruch am Waldwege, der dem Fusse des Bordes entlang

zieht, zeigt gut gerundete, vielfach flach ellipsoidische Gerölle von durchschnittlich Faustgrösse (Maximum 25 cm Durchmesser) in horizontaler Schichtung. Am obern Waldrand an der NE-Ecke der Terrasse sind die Rollsteine wesentlich grösser und zu einer lückenhaften, aber ziemlich festen Nagelfluh verkittet. Der Schotter bildet sowohl den N- als auch den S-Abfall des Plateaus gegen die beiden es begrenzenden Seitentälchen, und es erscheint mir deshalb die Annahme begründet, es sei das ganze Gulmplateau eine Hochterrasse.

Der „Bleienrain" westlich Bleien ist vom Gulm durch den Einschnitt des Pfentales geschieden, an dessen Ausgang zwei grosse Kiesgruben Aufschluss über die Natur des Schotters geben. Die östliche ist etwa 20 m hoch und ihr Hauptanschnitt senkrecht zur Längsrichtung des Winentales. Man beobachtet kurz horizontal geschichteten Kies mit im Mittel faustgrossen Geröllen, worunter solche von typischem Deckenschotter nicht selten sind. In den tiefern Partien kommen Sandlagen vor. Auf dem Boden der Grube sah man im Sommer 1901 vier grössere Blöcke. Eine Gneissplatte von 1,6/1,2/0,4 m, zum Steinklopfen benutzt, soll aus dem Hintergrunde des Pfentales stammen. Über zwei andere eckige Stücke, einen spätigen Kalk von 0,5 m und einen Kieselkalk von 0,4 m Durchmesser verlautete nichts bestimmtes. Ein vierter gerundeter Block aus sehr festem Sandstein von 0,8 m grösstem Durchmesser ist angeblich in der Grube gefunden worden und andere grössere Blöcke sollen sich hin und wieder, wenn auch selten, im Kies drin gezeigt haben. Bei mehrfach wiederholten Besuchen zwischen 1895 und 1901 waren solche im unveränderten Kies niemals zu beobachten, die absolut grössten, im allgemeinen schlecht gerundeten Gerölle hatten 40 cm Durchmesser.

Da weiter nördlich am obern Rande des Steilbords von Bleienrain zwei grosse, eckige erratische Blöcke aus Kalkstein und Glimmerschiefer, sich vorfinden, könnten die in der Grube gesehenen Blöcke allenfalls aus ursprünglich ähnlicher oberflächlicher Lage hinuntergestürzt sein.

An der nördlichen Ecke des „Bleienrain" ist durch eine Kellergrabung mergelige Molasse entblösst. Dagegen besteht der Vorsprung von Unter-Zinken, sowie derjenige nördlich vom Ausgange des Moortales wiederum aus Kies. Am letzteren Orte wird derselbe in einer 25 m hohen Grube sehr lebhaft ausgebeutet. Die Verhältnisse sind wesentlich die nämlichen, wie in der Grube im Pfental (Windgellenporphyr und Taviglianazsandstein). Die Geschiebe sind gut gerundet und haben im Maximum 30 cm Durchmesser; aber auch hier waren einige rundliche Blöcke von bis zu 0,8 m Grösse vorherrschend aus Sandstein der Molasse, doch auch aus Kalk im herumliegenden Material zu sehen, ausserdem viele grössere und kleinere Gerölle von diluvialer, löchriger Nagelfluh, sowie zwei hohle Kalkgeschiebe, die vielleicht dem Deckenschotter der nahen Gulmhöhe entstammen. Übrigens muss bemerkt werden, dass in dem hier stellenweise zu lückenhafter Nagelfluh zementiertem Hochterrassenschotter sich einzelne

Hohlräume mit lehmigem Verwitterungsrückstande, oder zelligen Kieselskeletten bemerkbar machten. Die Schottermasse scheint eine ansehnliche horizontale und vertikale Verbreitung zu besitzen; denn sie lässt sich am N-Abhang des Moortales an der kiesigen Oberfläche bis in die Nähe des zweiten Hauses taleinwärts verfolgen und der Weg, der von N auf den „Kaibenboden" führt, schneidet bis in etwa 480 m hie und da den Schotter an.

Talabwärts gewahrt man am Abhang des „Kirchhügels" südlich Gränichen an mehreren Stellen Kies, z. T. in Form von Nagelfluhköpfen mit horizontaler Schichtung. In 460—470 m wurde früher an dieser Halde östlich „Thunau" Kies gewonnen. Heute sieht man an den Wänden der verlassenen Grube die Molasse anstehen.

Westlich Gränichen am Fuss der Burghalde steht ebenfalls Sandstein an. Darüber zeigt sich im Walde verkitteter Kies mit z. T. unvollkommen gerundeten Geschieben, worunter viele aus Molasse. Neben den Nagelfluhköpfen liegen eckige erratische Gneissblöcke. Am Weg, der schräg am S-Abhang des Kopfes hinansteigt, geht die Molasse bis nahe an die obere westliche Waldecke (460 m). Darauf lagert erratischer Kies, der sich auf dem Acker westlich vom Gipfel an der Oberfläche in reicher Menge findet. Die Höhe, 492 m, ein winziges Plateau vorstellend, scheint ganz aus einer sehr festen lückigen Nagelfluh zu bestehen, die in einzelnen Köpfen bis ins Niveau von 460 m auf der N- und E-Seite der Burghalde hervortritt. Die Geschiebe sind durchschnittlich eigross, höchstens 20 cm, rund oder kantenrund, die grössten meist Molassesandstein. Einzelne Kalkgerölle sind zerquetscht. Den Kieslagen sind Schmitzen von sehr grobkörnigem diluvialem Sandstein eingeschoben. Am E-Rande des kleinen Gipfelplateaus ragt ein Nagelfluhkopf, einem freien Blocke gleich, etwa 2,2 m über die Umgebung hinaus. Er enthält neben andern eine Lage bis kopfgrosser, z. T. schlecht gerundeter Gerölle und fällt namentlich durch seine schiefe Schichtung auf, die übrigens auch an andern Partien des Gipfelchens zu erkennen ist. Die Schichten fallen ungleich 15—30° gegen N-NW. Bemerkenswert erscheint die ausserordentlich feste Verkittung dieser obersten Nagelfluh.

Auf der rechten Talseite, in dem Seitentälchen von Teufental, liegt südlich vom Dorfe mit der Basis in ca. 490 m eine ungefähr 100 m lange und 15—20 m hohe Kiesgrube am Terrassenabfall. (Hauptprofil quer zur Richtung des Seitentales.) Unten findet man bis in etwa 12 m Höhe über den Boden der Grube kurz horizontal geschichteten Kies mit durchschnittlich faustgrossen, im Maximum nicht mehr als 20 cm Durchmesser haltenden, im ganzen ziemlich schlecht gerundeten, aber nie eckigen Geröllen. Im obern Teil dagegen verliert sich die Schichtung oder wird doch sehr unregelmässig und es mischen sich grosse, runde und eckige Blöcke, sowie vereinzelte gekritzte Geschiebe und Lehm dem Schotter bei. Unter anderm war ein kantenbestossener Alpenkalkblock von 1,8 m grösstem Durchmesser, mitten in horizontal geschichtetem feinem Kies und Sand steckend, zu sehen, ohne die Schichtung zu stören. Die Hauptmasse der

Geschiebe machen alpine Kalke und feste Sandsteine der subalpinen Molasse aus[1]). Krystalline Gesteine sind relativ selten. Dagegen grüner und roter Windgellenporphyr (letzterer u. a. in einem 40 cm grossen Gerölle) auch hier als charakteristische Gesteinsarten. Gerundete Gerölle aus Deckenschotter von bis 35 cm Durchmesser mögen vom Deckenschotter der nahen Felsennagelfluh stammen, auch Molasse der Umgebung ist vertreten. Den Blockhorizont durchsetzt in ca. 15 m Höhe über dem Boden der Grube ein 3—5 cm breites mergeliges Sandband. Diese Kiesbildung ist in einzelnen Nagelfluhköpfen und losem Geröll bis an den Ausgang des Seitentales erkennbar.

Der Abhang des Haupttales von Teufental bis Gränichen besteht überall nur aus Molasse. Erst an dem steilen westlichen Abhang von

Gränichen Vorstadt tritt der ganzen Länge nach und von der Talsohle (410 m) bis zum Niveau von 460 m Hochterrassenschotter mit etwa eigrossen Geröllen zutage. Er ist zu einer sehr festen und im ganzen wenig lückigen Nagelfluh verkittet, welche als Mauerstein Verwendung findet. Der Feuerweiher in ca. 460 m Höhe ist ganz in dieser Nagelfluh ausgehauen. An der Halde, wie an ihrem Fusse sieht man stellenweise erratische Blöcke aus Kalkstein und Gneiss herumliegen. Höher, in ca. 500 m, findet sich am Wege nach Fuden in einer Grube stark verwitterte Grundmoräne, gelbbrauner Lehm mit gerundeten und gekritzten Geschieben, worunter besonders viel Quarzit, Kalkstein, harte Sandsteine, Gerölle der miocänen Nagelfluh (rote und grüne Granite, Gabbro u. a.). Also von wesentlich anderer Zusammensetzung als das Material der Hochterrasse.

Die nach N sich anschliessenden Terrassenflächen von Rintal südöstlich Suhr und Brestenegg östlich von diesem Orte sind mit mächtigen Lagen von Lösslehm[2]) bedeckt und können angesichts ihrer geringen Erhebung von nur 20 m über den Talgrund höchstens Erosionsreste der Hochterrasse sein. Der Zusammensetzung nach gleicht der an der Brestenegg aufgeschlossene Schotter, zumal durch das reichliche Auftreten von Zentralmassivgesteinen und Geröllen der bunten miocänen Nagelfluh, dem Hochterrassenkies im Suhrental, nicht aber dem des Winentales.

Hier sollen nun noch die in ihrem Charakter und namentlich in ihrer Höhenlage etwas abweichenden Vorkommnisse Erwähnung finden, die am weitesten talaufwärts in der Nähe von Kulm liegen.

Im Fluch südwestlich Unterkulm, am Ostabhang des Brandholz, sieht man in ca. 550 m mehrere Köpfe und in gleichem Horizonte weiter nördlich als deren Fortsetzung ein kleines Steilbord von diluvialer Nagelfluh. Darin erkennt man neben sehr stark vorherrschenden Kalkgeröllen feste, subalpine Sandsteine, Taviglianazsandstein und sehr wenig krystallinische Alpengesteine. Die Gerölle sind im Mittel eigross

[1]) Ein Geröll aus lückenlos verkitteter typischer miocäner Kalknagelfluh enthielt Auslaugungshohlräume ganz nach Art der „löchrigen" Diluvialnagelfluh.

[2]) Vergl. Mühlberg. Der Boden v. Aarau p. 46.

(Maximum 30 cm) alle rund bis kantenrund, und weisen weder Quetschungsrisse noch Eindrücke auf. Wohl aber waren vereinzelte Auslaugungshohlräume mit dem charakteristischen gelben Zersetzungsrückstand bemerkbar, ähnlich wie sie für die Deckenschotternagelfluh so bezeichnend sind. Durch Zwischenlagen diluvialen Sandsteins wird eine horizontale Schichtung deutlich markiert. Die sichtbare Mächtigkeit der Kiesbildung beläuft sich auf ungefähr 12 m, tiefer am Abhang gewahrt man nichts mehr davon. Weiter gegen N sieht man in gleicher Höhe Molassesandstein anstehen, das Bächlein schneidet bei 510 m in bunte, miocäne Nagelfluh ein.

In der „Brenne", nördlich Juch, östlich Unterkulm ist in 520 m Höhe eine heute etwa 12—15 m hohe Grube in erratischem Kies eröffnet, welcher in einzelnen Komplexen durch kalzitisches Bindemittel zu einer lockeren Nagelfluh verkittet ist. Das Material setzt sich aus den bekannten Gesteinsarten des Reussgebietes zusammen. Die Grösse der Geschiebe wechselt vom feinen Sandkorn bis zum metergrossen Block; Kalksteine und Gneisse in runden und kantenbestossenen Stücken von 50—70 cm Durchmesser finden sich lagenweise reichlich; etwa die Hälfte der grossen Blöcke besteht indes aus weichem Sandstein der Molasse; darunter ein eckiges Bruchstück von 1,2 m grösstem Durchmesser in den obersten Lagen steckend. Dagegen waren weder scharfkantige noch geschrammte Geschiebe zu entdecken. Die krystallinischen Gesteine, zumal der obern Partien, sind stark zersetzt; die meisten Protogine zerfallen durch einen leichten Hammerschlag zu Grus; einzelne sind zu rostrotem Lehm zersetzt. Der Kies ist unregelmässig schief geschichtet; die Schichten fallen mit 5—35° nach E und NE, d. h. also gegen den Berg. Dabei wechseln Lagen von Kies mit groben Blöcken ab, mit solchen von regelmässig schief geschichtetem Grobsand, der vorzüglich gewaschen erscheint. Am Boden der Grube sieht man eine sehr blockreiche, etwas erdige Lage. Die oberflächliche Verwitterungsschicht ist sehr ungleich, 0,3—1,5 m mächtig. Die Spur dieser eigentümlichen Bildung lässt sich an vereinzelten Nagelfluhköpfen und runden Blöcken, die im Abhang stecken, im selben Niveau etwa 200 m weit gegen NE (Richtung Pfaffental) und 100 m gegen SW verfolgen. Unterhalb sieht man in 520 m Molasse anstehen.

Am Westabhang des „Einschlag", der nördlichen Fortsetzung der Talflanke, zeigt sich oberflächlich ein braungelber, sandiger Verwitterungslehm, in dem erratische Geschiebe relativ spärlich auftreten. Ein im Herbst 1901 des Holzschlages wegen eingeschnittener Weg entblösste an verschiedenen Stellen eine ähnliche Diluvialbildung mit bis 1,5 m Durchmesser haltenden, durchwegs gerundeten Blöcken, wovon zwei aus diluvialer Nagelfluh (von je 40 cm Diameter). Am untern Waldrand, bei 465 m erscheint Molassesandstein.

D. Im Suhrental.

Hochterrassenschotter findet sich nur nordwärts von den Endmoränen der letzten Vergletscherung, etwa von Schöftland an abwärts. Weiter südlich dagegen trifft man solchen in dem rechten Seitental der Ruederchen.

1. Im Ruedertal [T. A Bl. 167].

Ein Steilbord von geschichtetem erratischem Kies lässt sich längs dem Fusse des linken Gehänges von Schlossrued bis zum Talausgang bei Schöftland fast zusammenhängend verfolgen.

Der Abhang des Vorsprunges „Stauber" gegen den Talbach zeigt Kies von 495—530 m. — In Niederhofen sieht man denselben in Gestalt einzelner Bänke von lückenhafter Nagelfluh bis an den obern Rand des steilen Abfalles (520—525 m) hervortreten. Darin ist eine etwa 12 m hohe Grube eröffnet, welche undeutlich horizontal geschichteten Schotter mit meist schlecht gerundeten durchschnittlich faustgrossen (Molassegerölle von bis 0,5 m Durchmesser) Geröllen zeigt. Unter denselben herrscht der Felsart nach Kalkstein weitaus vor, krystallines ist selten und sehr stark zersetzt. Taviglianazsandstein und Windgellenporphyr verraten die Herkunft, ein runder Rollstein aus Deckenschotternagelfluh das Alter der Bildung. Die oberflächliche Verwitterung erscheint vollständig auf 1—2,5 m. — Dieselbe Schotterbildung setzt allem Anschein nach die Terrassen von „Auf der Suhre" (515 m), „Haberberg" (505 m) und deren nördliche Fortsetzung zusammen, wie aus Nagelfluhköpfen und kleineren Entblössungen hervorgeht. Vor dem Talausgang findet sie sich im Studenrain bei Schöftland.

2. Im Haupttal [Tafel I Pr 1 g u. t. A. Bl. 166 u. 167].

An der linken westlichen Talseite besteht zunächst die steile Halde, mit der das Gehänge gegen die Sohle abfällt, von der Pikardie, westlich Schöftland, bis gegen Holziken, das sog. „Hügeli" fast in ihrer ganzen Längserstreckung aus Hochterrassenkies, welcher hier eine wohlausgeprägte Terrasse bildet. Wo die Strasse von Schöftland nach Ürkheim in der Pikardie zu steigen anfängt, bemerkt man an der Böschung etwa 10 m über der Talsohle Moräne mit grossen, runden Blöcken und viel gekritzten Kalkgeröllen an diluviale Nagelfluh angelagert. Der nordwärts folgende etwas isolierte Rossrücken (525 m) ist von unten bis oben aus diluvialer Nagelfluh und Kies aufgebaut, die man zu beiden Seiten eines kleinen Einschnittes in mehreren Köpfen anstehen sieht. Von hier lässt sich der Schotter in Form einer schmalen, unebenen Terrasse mit Steilbord bis gegen Holziken verfolgen. An einer Stelle tritt als Liegendes der diluvialen Nagelfluh Molassesandstein in der untern Hälfte des Abhanges zutage.

Südlich Holziken, an der Strasse nach Schöftland, gewähren zwei grosse Gruben Einblick in den Aufbau der Schotterbildung; die zweite (von S) zeigt sie ungefähr 25—30 m hoch aufgeschlossen. Unten liegt gut horizontal geschichteter Sand und Kies mit nussgrossen Geschieben, nach oben wird das Material zusehends gröber, die Gerölle bis kopfgross und zugleich die Schichtung unregelmässig. Die grössten Stücke erreichen einen Durchmesser von 60 cm, alle sind gut gerundet. Alpine Kalkgesteine herrschen stark vor; darunter sind eocäne Nummulitenkalke nicht selten; Sandsteine

der subalpinen Molasse und Kiesel, Hornsteine und bunte Granite der miocänen Nagelfluh finden sich viel reichlicher als im Schotter des Winentales. Taviglianazsandstein und Windgellenporphyr verraten die Herkunft aus dem Reussgletscherareal. Die krystallinischen Gesteinsarten der Zentralmassive sind im ganzen selten und stark verwittert. Ein Geröll aus löchriger Deckenschotternagelfluh sei besonders erwähnt. In der Grube näher bei Holziken wird das Material unter dem Niveau der Talsohle wieder gröber und in 3 m Tiefe gelangt man nach Aussage der Arbeiter auf lehmiges, grobes Geschiebe. Da der Anschnitt den obern Terrassenrand nicht erreicht, sondern am Steilabhang endet, kann die Ausbildung einer Verwitterungschicht nicht konstatiert werden.

An der Strasse von Holziken nach Safenwil ist am Waldeingang im Ghürst eine wenig ausgebeutete Grube eröffnet. Man sieht an einem von N nach S gerichteten Profil von oben nach unten:

2,5—3 m braunen Verwitterungslehm mit Kieseln, übergehend in

4 m groben, schlecht geschichteten, lehmigen Schotter mit zahlreichen runden und stumpfkantigen Blöcken von bis 0,7 m Durchmesser. (Stark zersetzter Protogin);

5 m meist lückig verkitteten Kies, horizontal geschichtet mit durchschnittlich eigrossen Geröllen; darunter Windgellenporphyr und Taviglianazsandstein, sowie einzelne zerquetschte und ausgelaugte Stücke.

Weiter talabwärts findet sich an der westlichen Talseite Hochterrassenschotter, z. T. von Moräne überlagert, von Kölliken bis an den Südabhang des Gönhard nordöstlich Unter-Entfelden[1]).

An der rechten östlichen Seite des Suhrentales begegnet man spärlichen Schotterresten zunächst im Stolten südlich Schöftland, nahe den Endmoränen der letzten Vergletscherung.

Im Studenrain, dem Vorsprung östlich Schöftland, dem Ausgang des Ruedertales gegenüber, ragen einige kleine Köpfe von diluvialer Nagelfluh mit gut gerundeten, durchschnittlich eigrossen Geröllen (Maximum 10 cm Durchmesser) aus dem Boden hervor. Die Äcker sind überall kiesig und hinter dem zweiten Hause an der Strasse nach Kulm, östlich der Abzweigung des Studenrainweges, ist ein Keller in diluvialer Nagelfluh angelegt. Der W-Abhang des Buchlisberg nördlich Schöftland besteht ebenfalls aus Kies, der namentlich am obern Terrassenrande in Nagelfluhköpfen zutage tritt. An der nördlichen Ecke des Waldes südöstlich Hirschtal wird in einer grossen Grube Kies gewonnen. Ein ca. 15 m hohes Profil zeigt von unten nach oben an Grösse deutlich zunehmendes Geröll; in den untern Lagen nicht über faustgross und gut gerundet erreichen die Geschiebe in den höhern Partien bis 50 cm Durchmesser. Während in den untern Teilen horizontale Schichten von gut gewaschenem Kies und Sand wechsellagern, mengt sich oben Lehm und Sand unter die gröberen Geschiebe. Die oberflächliche Verwitterungsschicht ist durchschnittlich 1,5 m mächtig. Zwei weitere

[1]) Vergl. F. Mühlberg. Der Boden von Aarau p. 47.

grosse Gruben sind nördlich Hirschtal in der Kohlschwärze in Hochterrassenschotter angelegt. Sie sind dadurch bemerkenswert, dass man hier das Liegende des Schotters, Molassesandstein und eine Bank miocäner Nagelfluh unter dem horizontal geschichteten Kies und Sand zutage treten sieht. Zum Zwecke des raschen Überblicks sei hier noch eine Zusammenstellung der Vorkommnisse von Hochterrasse im Suhrental angefügt.

Links				Rechts
Lokalität	Meerhöhe des obern Terrassenrandes	Niveau der Suhre	Meerhöhe des obern Terrassenrandes	Lokalität
	m	m	m	
Rossnacken	525	455	490	Studenrain
Hügeli südlich Holziken .	490	445	ca. 500	Buchlisberg
Ghürst u. Eichhau westlich Holziken	470	440	?	Kohlschwärze

E. Im Wiggertal.

Die Napftäler wurden während der letzten Vergletscherung nur indirekt durch die alpine Eisflut beeinflusst; dagegen waren einige rechte Seitentäler der Wigger ganz oder zum Teil mit den westlichen Ausläufern des grossen Reuss-Aargletschers erfüllt, so das der Rot, des Ronbaches und des Hürnbaches. Der Talboden von Zofingen an aufwärts ist die durch Alluvion etwas erhöhte Niederterrassenoberfläche. Kiesablagerungen über deren Niveau müssen daher älter sein. Am Ostabhang des isolierten Burghügels von Kastelen bei Alberswil (ausserhalb der Endmoränen) sieht man geschichteten Schotter von Moräne mit grossen Blöcken und gekritzten Geschieben überlagert; demnach muss der Schotter vor der letzten Eiszeit entstanden sein. Nach Lage und Verwitterungszustand entsprechen die hochgelegenen Terrassen bezw. Schotter der Wiggertäler den Hochterrassen der vorgenannten Täler.

α. **Im Tale der Luthern** [Tafel III Pr 14 a u. t. A. Bl. 184].

Der Molasse des rechtsseitigen (südlichen) Abhanges von Brisecken bei Zell bis Kleinstalden nördlich Willisau scheint überall bis zu 30—40 m über das Niveau der Talsohle Kies angelagert zu sein. Östlich Brisecken sind seit dem Bau der Bahnlinie Huttwil-Wolhusen zwei grosse Gruben in Betrieb. Beide sind je 20—25 m hoch, und zeigen horizontal geschichteten Kies und Sand bis unter das Bett der daneben fliessenden Luthern, wie einzelne Schachtgrabungen beweisen. Das Material besteht fast ausschliesslich aus Rollsteinen der Napfnagelfluh mit bis 30 cm Durchmesser. Molassesandstein ist in grossen, plattenförmigen Geschieben von bis 0,8 m vertreten und bildet stellenweise sogar den Hauptbestand. In den obern Partien nehmen die Sandlagen an Häufigkeit zu, unten herrscht Kies mit durchschnittlich faustgrossen Geröllen vor.

Er ist lokal zu einer dichten Nagelfluh verkittet, in der die Zwischenräume zwischen den Geröllen mit Sand erfüllt sind, wodurch die Bildung in ihrem äussern Ansehen grosse Ähnlichkeit mit der miocänen, kompakten Nagelfluh gewinnen kann. Wo der Kies hingegen gut gewaschen ist, erscheint das Konglomerat lückenhaft. Einzelne Sandlagen sind zu diluvialem Sandstein verkittet, der mitunter eine eigentümliche Wellung aufweist. Die Gerölle sind im allgemeinen gut gerundet und ihre Dachziegellagerung deutet auf eine westöstlich gerichtete Strömung hin. Weder gequetschte, noch eckige oder geschrammte Geschiebe sind zu finden. Auffällig sind einzelne gebräunte oder geschwärzte Schichten von Sand und Kies, die aber nirgends den ganzen Schotteraufschluss durchsetzen. Höhlen beweisen, dass das Lager eine ansehnliche Ausdehnung bergwärts besitzen muss. Seine östliche Fortsetzung bilden die Terrassen von Kesslerhaus-Vogelkäfig-Kühberg südlich von Gettnau, wo jedoch bedeutendere Aufschlüsse fehlen.

Links von der Luthern bemerkt man zwischen Zell und Gettnau lückige diluviale Nagelfluh, in Bänken und Köpfen, von der Beschaffenheit der vorerwähnten ungefähr vom Hofe Ried[1]) (westlich Gettnau) bis zum Knie, an dem die Luthern die nördliche Richtung einschlägt. An dieser Stelle lagert der Kies unmittelbar am Flussufer auf einer Molassesandsteinwand, die in der Flussrichtung höher wird. Der Kies nimmt hier eckige Sandsteinbrocken auf.

Beim Hofe Wannern am Nordabhange der flusslosen Talung, welche von Gettnau gegen E die gerade Fortsetzung des Luthernthales gegen die Wigger bildet, ist diluviale Nagelfluh und Kies über Molassesandstein am S-Fusse des Buttenberg zu sehen. Noch weiter gegen E zeigt sich am gleichen Abhang im Walde in einer kleinen Grube horizontal geschichteter Kies und Sand aufgeschlossen, dessen Geröllage für eine Strömung von W nach E spricht.

β. Im Wiggertal [T. A. Bl. 168, 182, 184].

Auf Kastelen bei Alberswil, südlich von den Ökonomiegebäuden, sieht man in ca. 570 m in einer Grube unten 5—6 m groben horizontal geschichteten Schotter mit im Mittel über faustgrossen Geschieben, in deren Lage eine nach N oder NNE gehende Stromrichtung sich deutlich ausprägt. Die grössten Stücke sind lauter gerundete Blöcke von Molassesandstein, wie man ihn in der Nähe anstehend findet, und erreichen Dimensionen bis zu 1,3 m. Im übrigen besteht das Material zum grossen Teil aus Rollsteinen der Molassenagelfluh, festen, subalpinen und Flyschsandsteinen, Kalksteinen des Eocän und der Kreide. Krystallinische Gesteinsarten der Zentralmassive fehlen. Auf diesem geschichteten Schotter ruhen als Hängendes 0,5—3 m echter, lehmiger Grundmoräne mit viel prächtig gekritzten und geglätteten Alpenkalken.

Von fraglichem Entstehungsalter sind einige andere Schotterlager dieser Gegend; die zwar ausserhalb der Endmoränen der letzten Eiszeit und über dem Niveau der

[1]) Hier im Kies eine Molasseplatte von 1,2 m Durchmesser und einzelne ausgelaugte Geschiebe.

heutigen Alluvionstalsohle liegen, aber ihrer Natur nach doch nicht ohne weiteres als Hochterrasse aufgefasst werden dürfen.

Am Stalden, an der Landstrasse von Willisau nach Gettnau, erhebt sich, dem Fusse des Willberges nordöstlich vorgelagert, ein etwa 20 m hoher, länglichrunder Hügelrücken. In der Kühweid, 200 m südlich der Strasse an dem Seitenweg nach Ausser-Stalden, schneidet eine Kiesgrube den westlichen Fuss desselben an und entblösst von oben nach unten folgendes Profil:

1,2 m brauner Verwitterungslehm übergehend in

1,5 m lehmigen, gelbbraunen Kies, dem sich ohne merkbare Grenze anschliessen

4 m grober Kies und Sand, schichtungslos oder mit unregelmässig schiefer und horizontaler Schichtung. Die schiefen Schichten fallen allgemein gegen W.

5 m horizontal geschichteter Kies mit durchschnittlich eigrossen, gutgerundeten und zum Teil verkitteten Geschieben, worunter neben den mehrfach erwähnten Gesteinsarten, auch ein sehr stark zersetztes grosses Gerölle aus Alpenprotogin. Alle, auch die im Maximum 0,7 m haltenden grössten Steine sind gerundet und eckige oder gekritzte Geschiebe waren nicht zu finden.

Der zweite, heute wieder nahezu verschüttete Anschnitt der Bahn zeigte 1895 groben undeutlich geschichteten Kies mit bunter Nagelfluh als Hauptbestandteil und ziemlich viel eocänen und kretazischen Kalken. Über dem Kies liegt Lehm mit vereinzelten gekritzten Geschieben, über dem Quellwasser zu Tage tritt. Der höchste Rücken des Hügels besteht aus reinem Sand mit wenig Kies in eigentümlich diskordanter Schichtung. Die Verwitterung ist nicht über 0,8 m tief eingedrungen.

Am gegenüberliegenden Bergfusse, rechts von der Wigger, trifft man bei der Widenmühle zwischen Willisau und Alberswil an einem ganz ähnlichen und gleich hohen Vorsprung eine 18 m hohe Grube in demselben Material; neben seltenen und regelmässig stark verwitterten krystallinischen Geröllen fand sich hier auch Taviglianazsandstein. Oben ist horizontale Schichtung durch einige Sandschmitzen angedeutet; nach unten werden die Gerölle gröber, im Maximum von 0,55 m Durchmesser, die Schichtung verschwindet. Die Geschiebe sind ausnahmslos gerundet und niemals geschrammt.

Es muss vorläufig dahingestellt bleiben, ob diese letztgenannten Ablagerungen wirklich — wie es den Anschein hat — Reste einer ehemals zusammenhängenden einheitlichen, aber vielleicht durch spätere Einflüsse gestörten Bildung oder ob sie als lokale Anhäufungen aufzufassen sind. Das Vorkommen erratischer Geschiebe weist auf glazialen Ursprung hin, die Höhenlage lässt sich nur unter Annahme von stark abweichenden Flussverhältnissen erklären, während der Verwitterungszustand kein hohes Alter andeutet.

Noch an zwei Stellen begegnen wir im Wiggertal hochgelegenen Kieslagern von der Art des Hochterrassenschotters der andern Täler. Auf der linken Talseite erhebt sich südlich vom Dorfe Langnau, östlich von den Leimgrubenhäusern eine wohlausge-

prägte Terrassenfläche mit 510 m etwa 40 m über die Wigger (ca. 470 m). Am nördlichen Abfall derselben steht unten Molassesandstein an; das östliche gegen das Tal gewendete Steilbord weist dagegen Geröll auf, das am obern Rande verkittet ist und in einer etwa 50 m langen und 4—5 m mächtigen Bank von lückiger, diluvialer Nagelfluh abbricht. Die Gerölle sind gerundet, von sehr verschiedener Grösse, nussgross aber auch von 0,4 m Durchmesser im Maximum und setzen sich zusammen aus Kalksteinen, subalpiner Molasse und Rollsteinen der miocänen Nagelfluh. Alpine Silikatgesteine sind nur vereinzelt zu finden und stets sehr stark zersetzt. Nach langem Suchen fand sich ein Geröll aus Taviglianazsandstein, dagegen kein Windgellenporphyr. Dachziegellagerung und eine grobe horizontale Bankung lassen die fluviatile Entstehung erkennen. Neben zerquetschten fanden sich auch einzelne ausgelaugte Gerölle.

Auf der rechten Talseite sieht man im Hirzenberg bei Zofingen, am Fussweg zum Heiterplatz in 480—490 m (Wigger 431 m) lückige diluviale Nagelfluh mit durchschnittlich eigrossen Geröllen anstehen.

In den westwärtsfolgenden Tälern der Pfaffnern und der Rot führten die Untersuchungen zu keinem positiven Ergebnis. Bei Melchnau kommen allerdings teilweise geschichtete erratische Ablagerungen vor, die indes ihrer Natur nach nicht mit der Hochterrasse der andern Täler parallelisiert werden dürfen.

F. Im Langetental [T. A. Bl. 178].

Der Westabhang des Moosrain und Hinterberg östlich Langental scheint ganz aus Kies zu bestehen. Zwei dicht nebeneinander gelegene Gruben am Moosrain weisen ungefähr die nämlichen Verhältnisse auf. Ihr Boden liegt etwas über der Talsohle zirka 500 m hoch; die Anschnitte zeigen 10—12 m horizontal geschichteten ziemlich groben Schotter, bedeckt von 2—3 m braungelbem Lehm; unter dem erstern findet sich eine sehr feste graue, mergelige Sandsteinbildung mit vereinzelten Geröllen, wie man an herumliegenden Brocken erkennt. Der Schotter besteht aus etwa faustgrossen Geröllen; die grössten — meist Molassesandsteine — erreichen 0,4 m Durchmesser und sind, wie die kleineren, gut gerundet. Die grosse Mehrzahl der Gerölle entstammt der bunten Nagelfluh, wie man sie in den Emmentälern anstehend kennt, eocäne und Kreidekalke sind häufig, Sandsteine der Molasse im ganzen selten. An Kalkgeröllen sind hin und wieder Eindrücke und Quetschwirkungen zu beobachten. Stellenweise ist der Kies zu einer teils lückenhaften, teils kompakten diluvialen Nagelfluh mit sandig-lehmigem Zement verkittet, in welcher sich vereinzelte ausgelaugte Gerölle vorfinden. Sandlagen sind nur wenige ausgeschieden. Der Kiesbildung lagert der Lehm unvermittelt auf, und zwar sowohl auf Schichtflächen als auch auf Schichtköpfen. Er schliesst eckige und runde Geschiebe und Blöcke von bis 2 m grösstem Durchmesser ein, worunter solche aus charakteristischen Gesteinsarten des Wallis, Arollagneiss, Valorsinekonglomerat, chloritischer dunkler Gneiss, die dem liegenden Schotter gänzlich zu fehlen scheinen.

Das Plateau des Hinterberg wird durch die grosse Grube von Greppen aufgeschlossen, in welcher die Auflagerung des Schotters auf Molasse in ca. 500 m deutlich zu beobachten ist. Der Kies ist hier fast durchgehends zu einer teils kompakten, teils lückenhaften Nagelfluh verkittet, in der die zahlreichen, ausgelaugten Geröllen entsprechenden Hohlräume auffallen. Das hängende Lehmlager erreicht 3—4 m Mächtigkeit und sitzt dem Schotter mit einer fast geschiebefreien Lage direkt auf. Oben enthält es reichlich Geschiebe, darunter Walliser, aber so wenig wie in den beiden vorgenannten Gruben waren darin geschrammte, oder geschliffene Stücke zu entdecken.

Im Kies trifft man hier einzelne zu Grus zerfallende grünliche Alpenprotogine von unbestimmbarer Herkunft.

In allen drei Gruben östlich Langenthal macht sich eine auch anderswo zu beobachtende Erscheinung besonders deutlich bemerkbar: rostrote bis braunschwarze, oft eigentümlich gebogene Bänder von 1—10 cm Breite durchsetzen den Kies in verschiedenen Richtungen, oft in sich selbst zurücklaufend. In ihrem Bereich erscheinen die kleineren Gerölle und der Sand rostrot und braunschwarz verfärbt und sehr stark zersetzt, während grosse Geschiebe nur einen der Bandbreite entsprechenden Streifen aufweisen.

Weiter talaufwärts findet sich am östlichen Talgehänge bei Madiswil eine analoge Kiesbildung in einer Grube erschlossen.

Die Zusammensetzung des Materials der Gruben am Moosrain weist darauf hin, dass es aus dem Nagelfluhgebiet des Napf und der Emmentäler durch die Langeten und vielleicht auch durch die grosse Emme angeschwemmt worden ist. Der auf dem Kies liegende Lehm kann nicht dessen Verwitterungsprodukt sein, sonst müsste ein allmählicher Übergang zwischen den beiden Bildungen zu konstatieren sein. Der Gehalt an Wallisererratika kennzeichnet ihn vielmehr als eine Ablagerung des Rhonegletschers der Periode der grössten Vergletscherung. Die Auflagerung auf die erodierte Schotteroberfläche beweist, dass zwischen der Akkumulation des Kieses und der Aufschüttung dieser Moräne eine Erosion stattgefunden hat. Es liegen sonach hier genau die nämlichen Verhältnisse vor, wie in den aargauischen Molassetälern und es dürfte, wie dort, der Kies ein Rest der alten Hochterrasse des Langetentales, der geschiebeführende Lehm eine Bildung der grossen Vergletscherung sein. Das Vorkommen einzelner alpiner Protogine in dem Schotter der nördlichsten Gruppe von Greppen lässt sich aus der Lage dieser Stelle an der Ausmündung des Langetentales in die Aare-Emme-Niederung ungezwungen erklären.

V. Abschnitt.

Die äusseren Moränen und der Hochterrassenschotter.

Die Diluvialbildungen innerhalb der Grenzen des letzten Reussgletschers lassen sich weder nach ihrem Material, noch nach Höhenlage und Verwitterungszustand, der nur in seltenen Fällen guten Aufschlusses sichtbar wird, dem Alter nach sicher sondern. Ausserhalb der deutlichen Endmoränen der letzten Eiszeit dagegen dürfen alle ungeschichteten erratischen Gebilde für älter angesehen werden. Es handelt sich nun um die Entscheidung der Frage, ob diese äussern Moränen gleich alt sind wie die Hochterrassen, wie Du Pasquier und Brückner annehmen, oder ob sie, Mühlbergs Auffassung gemäss, als jünger angesehen werden müssen.

Für die Verbreitung der äussern Moränen gilt im allgemeinen das von Mühlberg zuerst erkannte Gesetz: Je weiter man sich von der Grenze der letzten Vergletscherung entfernt, desto spärlicher werden die Moränenreste.

Die Höhenzüge, welche die Täler von der Reuss bis zur Wigger von einander trennen, sind in ihrem südlichen Teile mit erratischen Ablagerungen bis auf die Scheitel mehr oder weniger stark bedeckt. Namentlich da, wo sich am Fuss der Berge Moränen der letzten Eiszeit finden, trifft man höher am Gehänge und auf den Gipfeln ältere Moränen an. So liegen solche auf den Rücken des Heitersberges, des Lindenberges, des Hombergzuges nach N ungefähr bis zu einer Linie Seon—Teufental, des Stierenberges bis auf das Gipfelplateau (874 m), auf den Höhen zwischen dem Winen- und Suhrental bis in die Gegend von Kulm—Schöftland, in bedeutender Ausdehnung und Mächtigkeit. In dem weiter westwärts gelegenen Gebiet, zwischen Suhre und Wigger, sind ältere diluviale Ablagerungen schon seltener und jenseits der Wigger beschränken sich die hier vorhandenen Erratika des Rhonegletschers auf zumeist vereinzelte Findlinge und kleinere Schuttlager. Beträchtlicheren Anhäufungen und eigentlichen Moränen begegnen wir erst wieder in der unmittelbaren Nähe des vom Rhonegletscher während der letzten Vorstossperiode bedeckten Areals. Aus der Verbreitung der erratischen Blöcke geht hervor, dass das horizontale Molasseland zwischen Reuss und Emme zur Zeit des höchsten Gletscherstandes, mit alleiniger Ausnahme des Napfgipfels, gänzlich unter der Eisflut des Rhone-, Aar- und Reussgletschers begraben war[1]); denn es kommen Blöcke und Schutt auf allen, auch den höchsten andern Erhebungen vor: Schiltwald 869 m, Stierenberg 874 m, Lindenberg 900 m. Diese Tatsache erscheint

[1]) Vergl. Penck u. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter p. 492.

umsoweniger verwunderlich, als ähnliche Ablagerungen im Aargauer Jura nach Mühlberg[1]) bis zu 850 m anzutreffen sind.

Wichtiger jedoch als diese höchsten Moränen sind in Hinsicht auf die Talbildungsfrage die tiefstgelegenen diluvialen Schuttlager. Ausserhalb der Endmoränen von Mellingen fliesst die Reuss bis unterhalb Birmensdorf durch lehmige Grundmoräne[2]), die hier das Liegende des Niederterrassenschotters bildet. In noch grösserer Entfernung von den Endmoränen erscheint Grundmoräne im Aareniveau in der Beznau und am Rheinufer bei Wallbach[3]), ebenso „unter 6 m Niederterrassenkies eine mindestens 12 m mächtige lehmige Grundmoräne" bei Hausen[4]) in den kleinen Juraquertal-Torso südlich Brugg. Ferner hat Mühlberg „eine ganze Gruppe echter Walliser erratischer Blöcke ... nur wenige Meter über Aareniveau" bei Wildegg beobachtet. Unter dem obern Niveau der Hochterrassen liegen auch die an derselben Stelle genannten Lindgruben (400 m) zwischen Aarau und Küttigen, sowie Vorkommnisse am Gönhard (420 m) südlich von Aarau. Es mag hier beiläufig eine Erscheinung Erwähnung finden, die sich nach der bestimmten Aussage von dort Beschäftigten an der Strasse von Lenzburg nach Seon in einer (heute verlassenen) Kiesgrube im Steilbord der Niederterrasse südlich Staufen gezeigt haben soll. 1895 sah man dort 10—12 m horizontal geschichteten Kies, bis zum Boden der Grube (ca. 425 m), darunter sollen erst „40 Fuss (12 m) Grien, dann 6 Fuss (1,8 m) Letten und darunter „Haselgrund" gefunden worden sein. Ob der Letten Grundmoräne ist, die in diesem Falle bis in ein Niveau von 411 m, d. h. nahezu der Aa, reichen würde, muss dahingestellt bleiben. In der Nähe findet man am geschichteten Hochterrassenkies des Staufberges, namentlich am obern Rand des S- und W-Abhanges grössere eckige und mehr oder weniger gerundete Blöcke (mit im Maximum 40 cm Durchmesser), vorherrschend von Kalk an der Oberfläche liegend. Im Winental kommt älterer Gletscherschutt an verschiedenen Orten ausserhalb der Endmoränen von Zetzwil-Gontenschwil nicht hoch über dem Niveau der Talsohle vor. So zwischen Zetzwil und Oberkulm am Ostabhang im Lohacker und im Rottal bis fast an die Landstrasse hinab; ebenso im „Brand" ein Gemisch von Ober- und Grundmoräne 20 m über der Talsohle. Am Ausgang des Tüetental bei Oberkulm liegt, wie in einer kleinen Grube am Weg zu sehen ist, 1—1,5 m lehmige, stark verwitterte Grundmoräne mit gekritzten Geschieben und einzelnen grossen, runden Blöcken in ca. 487 m auf miocäner Nagelfluh und Sandstein. Die Überlagerung von Hochterrassenschotter durch Moränenschutt in der Kiesgrube von Teufental wurde schon früher erwähnt, ebenso das Auftreten von grösseren, eckigen Blöcken am Fuss der Hochterrasse von Gränichen-Vorstadt. Westlich von der Wina trifft man vereinzelte eckige Geschiebe etwa 30 m hoch über dem Talboden im Eichhölzli bei Oberkulm. Grundmoräne erscheint fast im Niveau der

[1]) Der Boden von Aarau p. 43.
[2]) F. Mühlberg. Mitt. d. aarg. naturf. Ges. IX. Heft 1901 p. 91.
[3]) l. c. p. 91.
[4]) F. Mühlberg. Der Boden von Aarau p. 44.

Talsohle in der Hühnergass und in 470—480 m im Vithübel bei Unterkulm, 30—40 m unter der obern Hochterrassenkante des Grossen Rain. Hier ist Moränenschutt dem Schotter teils aufgelagert, teils infolge Verrutschung seinem Fusse angelagert. Dasselbe scheint am Forneggabhang der Fall zu sein; die Gulmterrasse trägt eine Decke von Grundmoräne, am Bleienrain finden sich mächtige, eckige erratische Blöcke am obern Terrassenrand und — vermutlich abgestürzt — in der Grube am Ausgang des Pfentales. Ähnliches lässt sich an der Burghalde westlich Gränichen wahrnehmen. Im obern Tal der Ruederchen findet sich im Niveau von 600–610 m bei Schmiedrued eine 15–20 m hohe Grube in unregelmässig horizontal und schief geschichtetem Kies und vorherrschendem Sand. Das Material ist teils eckig, teils rund, vielfach geschrammt; eckige Blöcke von Kalk und Gneiss mit 1,5 m grösstem Durchmesser, neben vereinzelten Geschieben von Windgellenporphyr und Taviglianazsandstein. Die ganze Bildung ist relativ frisch, die oberflächliche Verwitterung ist sehr ungleich, 0,3—2,5 m tief eingedrungen. Die Schichtung ist sehr unregelmässig, vielfach schief in verschiedenen Richtungen, oder wellig gebogen. Im Grund der Grube sind unmittelbar nebeneinander drei mächtige Blöcke von Molassesandstein teilweise entblösst (grösste sichtbare Dimension 8 m). Diese und der reichliche Sand erwecken den Eindruck, dass hier die Molasse einen wesentlichen Teil des Moränenschuttes geliefert habe. Man kann ihn in Gestalt mehr oder minder deutlicher Terrassen an den Talgehängen allmählich ansteigend auf der Ostseite über Niederacker gegen Kohlenrain, auf der Westseite gegen Bodenrüti verfolgen. Da das Ruedertal in der letzten Eiszeit vom Gletscher nicht mehr invadiert wurde, liegt die Vermutung nahe, dass diese ältere Moräne mit der Entstehung der Hochterrassen dieses Tälchens in Beziehung stehen möchte. Im Suhrental zeigt sich am westlichen Talabhang ältere Moräne in der Pikardie bei Schöftland bis in die Talsohle herunter, wohl dem hier einsetzenden Steilabfall des Hochterrassenschotters angelagert, in ganz ähnlichem Verhältnis, wie am Grossen Rain im Winental. An anderer Stelle schon fanden die grossen Blöcke in den obern Partien der Kiesgrube im Ghürst westlich Holziken Erwähnung. Am S-Abhang des Wannackers bei Kölliken (ca. 455 m) ist durch die grosse Lehmgrube der Ziegelei eine bis 12 m hohe Lehmbildung aufgeschlossen, welche eine bedeutende horizontale Ausdehnung zu besitzen scheint. Auf dem Boden der Grube sieht man einzelne eckige und runde erratische Geschiebe herumliegen, worunter ein Chloritgneiss, wie solche für das Material des Rhonegletschers typisch sind. Im nördlichen Teil der Grube ist unter dem Lehm grobkörniger schichtungsloser Sandstein entblösst. Gekritzte Geschiebe waren nicht zu entdecken. Durch Mühlberg[1]) sind die eigentümlichen Lagerungsbeziehungen der Kiesgrube beim Bruderhaus nordwestlich Entfelden bekannt geworden. Hier erscheint typische Grundmoräne erodierter Hochterrassennagelfluh angelagert. In den „Moosäckern“ liegt lettige Grundmoräne auf Hochterrasse, ebenso im Hintergrund des Roggenhausertälchens westlich Aarau. Auf dem Distelberg nordöstlich Entfelden sieht man nur

[1]) Der Boden von Aarau p. 53.

20 m über der Sohle des Suhrentales eine mächtige Lehmmasse mit eingekneteten Knochen und Sandknollen, offenbar Grundmoräne[1]), auf Molasse. Auf der östlichen Talseite zeigen sich grosse runde Blöcke von über 1 m Durchmesser nur am Hubel südöstlich Schöftland.

Im Gebiete der Wigger sind ungeschichtete diluviale Ablagerungen im Niveau der Talsohle selten. Es seien genannt die Vorkommnisse vom Römerbad bei Zofingen, nördlich Adelboden an der Strasse[2]) (Grundmoräne und grosse erratische Blöcke), bei Flüeggen südwestlich Nebikon ca. 50 m über der Talsohle und auffallend reichlich in der unmittelbaren Nähe der Endmoränen der letzten Eiszeit in der Umgebung von Schötz am Galgenhölzli, Köchelihubel, Unter Wellberg, Burgrain. In den weiter im W gelegenen Tälern der Pfaffnern und Roth zeigt sich Diluvialschutt im Talgrunde nirgends aufgeschlossen, kommt dagegen wenig höher an verschiedenen Orten vor.

Für die Altersbeziehungen zwischen dem Deckenschotter und diesen ungeschichteten Ablagerungen ist die Tatsache von Bedeutung, dass grössere und kleinere Blöcke vom ersteren als Bestandteile sogar der höchstgelegenen Moränen auftreten. So in der Nähe von Punkt 752 m südlich von „Auf den Felsen" der Wasserscheide zwischen Wina und Seetal, und mehrfach auf dem westwärts folgenden Rücken zwischen Wina und Suhre. [Hier findet sich — beiläufig — in der Moräne vom Tanzplatz (620—630 m), westlich von Kulm, an der Stelle, wo die Strasse von Kulm nach Schlossrued oberhalb Windischberg wieder in den Wald eintritt, ein Block aus typischem „Grindelwaldmarmor" von 3 : 1,5 : 2 m sichtbarer Dimension. Sein Hertransport muss dem über den Brünig abfliessenden, die linke Flanke des Reussgletschers bildenden Aargletscher zugeschrieben werden.]

Eine eigentümliche Diluvialbildung ist am W-Abhang der Hohliebe, westlich Kulm in etwa 645 m, 300 m nördlich vom Haus auf der Höhe, an der südwestwärts vorspringenden Waldecke durch eine kleinere Grube eröffnet. Unter einer Humusschicht von sehr wechselnder Dicke sieht man:

2,2 m stark verwitterte Moräne mit viel Sand und Sandstein und grossen eckigen und runden alpinen Blöcken;

0,08—0,1 m mächtige Schicht von kohligen Mergeln;

3,5 m Kies mit runden Geröllen von sehr wechselnder Grösse, stellenweise horizontal geschichtet und durch Verwitterung von oben bis unten gelb bis braun gefärbt. Darin tritt 1,5 m über dem Boden der Grube ein schmaler, gebogener Streifen auffallend dunkel gebräunten, feinen Kieses hervor.

Das Material ist vielfach zu einer festen Nagelfluh bezw. Breccie verkittet, deren Kalkgeschiebe oft ausgelaugt und löchrig erscheinen. Unter den herumliegenden Geschieben waren einzelne mit deutlichen Gletscherkritzen versehen. Angesichts der Nähe von Deckenschotterlagern, in deren oberstem Horizonte die Grube noch liegt, und mit Rücksicht auf ihren Gesamtcharakter, kann man in dieser Bildung durch spätere Gletscherwirkung stark beeinflussten Deckenschotter erblicken.

[1]) l. c. p. 41 u. 42.

[2]) Vergl. Kaufmann. Beitr. L. XI. p. 384.

In der Umgebung von Melchnau, südöstlich von Langental im Gebiet des Rothbaches, begegnen wir an drei Stellen ansehnlichen glazialen Ablagerungen. Nördlich Melchnau erschliesst eine ziemlich ausgedehnte Kiesgrube auf Ribiboden in 560 m das folgende Profil:

a) 0,4 m schwarze Humuserde, übergehend in

b) 0,8 m gelbbraunen Lehm mit einzelnen Quarzitgeröllen;

c) 1,8 m brauner nach unten geröllreicher werdender Lehm, übergehend in

d) 3,5 m Kies mit gut gerundeten Geröllen, der Gesteinsart nach zumeist mit denen der bunten miocänen Nagelfluh übereinstimmend; im Maximum 0,4 m Durchmesser besitzend, unvollkommen gewaschen und geschichtet, stellenweise zu diluvialer Nagelfluh verkittet.

In der Schicht c war ein grosser, eckiger Block aus relativ frischem, grauem Gneiss zu beobachten. Ausserdem lagen in der Grube zerstreut noch eine Anzahl solcher erratischer Blöcke; sie sollen nach Versicherung des Vorarbeiters in allen Lagen nicht gerade selten vorkommen. Der Umstand, dass im Kies Gerölle von der Gesteinsart dieser Blöcke anscheinend ganz fehlen, deutet darauf hin, dass diese erst durch nachträgliches Einsinken in das Kieslager hinein gerieten.

Nordwestlich Melchnau, in dem Seitentälchen von Busswil, ist auf dem Chuzenboden in etwa 590 m durch eine sehr grosse, aber nur noch wenig benutzte Grube folgendes Profil entblösst:

0,8—1,5 m lehmige Verwitterungsschicht;

5 m grober, ungeschichteter Schotter mit grossen, runden und einzelnen eckigen Blöcken;

3 m horizontal geschichteter Sand, einem lockern Molassesandstein auffallend ähnlich;

4 m horizontal geschichteter Kies mit Geröllen bis zu 30 cm Durchmesser und einzelnen Sandlagen. Darin Schmitzen und Nester von geschwärzten, stark verwitterten Geröllen und Sand.

Abteufungen im Boden der Grube zeigen geschichteten Sand und Kies bis in unbekannte Tiefe. Das Material entstammt hauptsächlich der subalpinen Nagelfluh; Molassesandstein findet sich in allen Lagen, zumal in den höheren, in Form grosser Blöcke ziemlich häufig. Dagegen sind alpine Kalksteine selten. Von oben bis unten kommen die charakteristischen Walliser Geschiebe vor: Talkschiefer, chloritische Gneisse, Arkesine, Valorsinekonglomerat. Daneben fallen zumeist grosse Geröllstücke einer der Zusammensetzung nach der miocänen gleichenden, porösen Nagelfluh mit löchrigem Kalktuff ähnlichem Zement auf. Im Niveau der untern Kiesschicht, aber ohne sichtbare Verbindung damit, ragt aus dem Schutt hervor ein 3 m hoher Kopf von diluvialer lückiger Nagelfluh mit einem rundlichen Walliserblock von 1 m grösstem Durchmesser. Gekritzte Geschiebe fehlen.

Etwas weiter gegen W sieht man am Wege nach Busswil in ca. 560—570 m durch eine zerfallene Grube eine ganz ähnliche Ablagerung auf Molassesandstein erschlossen.

Du Pasquier[1]) macht zahlreiche Punkte namhaft, wo der Hochterrassenschotter nach oben gröber wird und in eine „Blockfacies" übergeht, oder von Grundmoräne und erratischen Blöcken überlagert wird [Brugg, Rüfenach, wo er in den obersten Lagen mehrere gekritzte Geschiebe gefunden hat, Weyach und östlich Windlach, an welchen Orten auf der Schotteroberfläche Grundmoräne liegt und in den obersten Kiesschichten geschrammte Geschiebe sich finden.] Am Buchberg östlich Eglisau endigt der Schotter oben in einer Blockfacies[2]). Aus dem Vorkommen von Moränen und Findlingen auf dem Hochterrassenschotter zog Du Pasquier den Schluss, dass dessen Bildung mit der Ankunft des Gletschers auf demselben aufhörte, der Schotter demnach eine intramoränische Entwicklung, ein sogenannter „unterer Schotter" nach Pencks Nomenklatur wäre. Für ihn ist somit der Hochterrassenschotter die fluvioglaziale Facies der Ablagerungen einer vorletzten, grössten (II.) Eiszeit, während er in den äussern Moränen die Aufschüttung der Phase der grössten Gletscherausbreitung derselben Periode erblickt. Dieser Auffassung schliesst sich Gutzwiller an. Brückner[3]) gibt an, „dass der Hochterrassenschotter des Mölinerfeldes in seinen obern Partien mit den Riss-Moränen in Konnex trete", und schliesst daraus auf die Zusammengehörigkeit beider Bildungen. Gegen diese Annahme scheinen dagegen zu sprechen die zum Teil bereits erwähnten Vorkommnisse von Moräne bei Wallbach, in der Beznau, an der Reuss unterhalb Mellingen, bei Hausen südlich Brugg, an der Aare bei Wildegg, das Auftreten von Blöcken aus Arkesin und Arollagneis unter dem Kies der Niederterrasse auf einem weit älteren, sehr verwitterten Kies" in der alten Grube auf dem Buchserfeld bei Aarau[4]), vor allem aber die Verhältnisse in der Kiesgrube beim Bruderhaus westlich Entfelden, wo man die Anlagerung von Grundmoräne mit Wallisergeschieben an durch Erosion entstandene Schichtköpfe von Hochterrassennagelfluh mit Geröllen des Reussgebietes deutlich aufgeschlossen sieht. Ähnliche Profile erwähnt Mühlberg von der Wöschnau zwischen Aarau und Schönenwerd und andern Lokalitäten. Es sei an dieser Stelle ferner erinnert an die allerdings weniger klar entblösste Auflagerung von Moräne mit grossen Blöcken und gekritzten Geschieben auf erodierte Hochterrasse am grossen Rain und im Einschlag bei Unterkulm und in der Pikardie bei Schöftland, an die tief unter dem Niveau der Hochterrassenoberfläche auf Molasse liegende Grundmoräne bei Oberkulm, an die Blöcke am Fuss der Terrasse in Gränichen-Vorstadt, auf erodiertem Schotter westlich Holziken im Suhrental; an die Moräne von Adelboden auf der Sohle des Wiggertales; besonders aber an die deutlich aufgedeckte Überlagerung des Hochterrassenschotters durch Lehm und Blöcke in der Kiesgrube von Teufental und in den drei grossen Gruben bei Langental. Da und dort dürfte Diluvialschutt durch nachträgliche Verrutschung von ihrer Oberfläche auch an die Abfälle der Hochterrassen gelangt sein [Bleienrain, Fornegg, vielleicht auch Gränichen-Vorstadt], sodass hier Vorsicht in der Deutung am Platze erscheint.

[1]) l. c. pag. 37.
[2]) l. c. pag. 43.
[3]) Penck u. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter, pag. 464 u. 450.
[4]) Mühlberg. Der Boden von Aarau, pag. 45.

Zieht man in Betracht, dass an vielen Lokalitäten Moränen der Oberfläche der Hochterrassen aufliegen, dass aber meines Wissens noch nirgends Moräne als Liegendes derselben nachgewiesen worden ist, so erhellt daraus, dass der Hochterrassenschotter zur Zeit der grössten Vergletscherung schon bis zum Niveau der höchsten Terrassenflächen fertig aufgeschüttet war. Nun trifft man jedoch Grundmoräne gleichen Alters auch auf tiefer gelegenen Erosionsflächen des Hochterrassenkieses und sogar auf anstehendem Fels der heutigen Talsohle. Somit muss vor der Ablagerung der Moränen der Hochterrassenschotter stellenweise bis auf seine Felsunterlage hinab erodiert worden sein. Es handelt sich also um die Entscheidung der Frage: haben die **Gletscher**, deren Schmelzwasser den Kies der Hochterrassen anschwemmten, in der Folge in einem Stadium grösserer Ausdehnung diese Kiesmassen bis auf die uns in den Hochterrassen erhalten gebliebenen Reste wieder wegerodiert bezw. ausgeschürft und in dieses selbstgeschaffene Bett, sowie höher an den Gehängen ihre Geschiebemassen abgelagert, oder: haben sich die Gletscher nach der Aufschüttung des Hochterrassenschotters wieder zurückgezogen, sodass die geschiebeentlasteten **Flüsse** sich einschneiden konnten während einer langen Erosionsperiode und ist die sog. „grosse Vergletscherung" erst darauf gefolgt? Die letztere Auffassung wurde durch Mühlberg vertreten, der dadurch zu einer Trennung einer die Ablagerung der Hochterrassen bedingenden Eiszeit von einer ihr zeitlich folgenden Periode der grössten Vergletscherung gelangte, zwischen welche eine lange Interglazialzeit sich einschob. Für die Existenz einer solchen spricht namentlich das Vorkommen frischer erratischer Blöcke aus dem Wallis auf der Grenze zwischen dem sehr stark verwitterten Kies der Hochterrasse und dem ihn bedeckenden Niederterrassenschotter in der Kiesgrube an der Buchserstrasse bei Aarau[1]). Indes können diese Blöcke ebensogut durch Vermittlung von Treibeis erst während der letzten Eiszeit an ihren heutigen Platz gelangt sein[2]). Da im Niederterrassenschotter des Winentales und auch anderswo bis auf bedeutende Distanz von den äussersten Moränen der letzten Eiszeit grosse eckige erratische Blöcke und nach Mühlberg[3]) in der Kiesgrube südlich vom Pulverhaus bei Aarau „mitten in Niederterrasse merkwürdigerweise mehrere grosse (bis 3 m messende) Blöcke von diluvialer Nagelfluh" vorkommen, so können jene erratischen Blöcke aus dem Wallis auf verwittertem Hochterrassenkies der Grube an der Buchserstrasse nicht als Beweis für die Existenz einer „viele Jahrtausende" dauernden interglazialen Erosions- und Verwitterungszeit zwischen der Bildungsperiode der Hochterrassen und der Zeit der grössten Vergletscherung geltend gemacht werden. Die Verhältnisse der vielfach zitierten Kiesgrube im Bruderhaus bei Entfelden [wo die von starkverwitterter Moräne bedeckte

[1]) Mühlberg. Der Boden von Aarau, pag. 51.

[2]) Vergl. Gutzwiller. Dil. von Basel, pag. 625.

[3]) Bericht über die Exk. d. Schweiz. Geol. Ges. 1901. Eclogae geol. Helvetiae vol. VII, No. 3, 1902, pag. 176.

Hochterrassennagelfluh selbst „nicht, resp. unerheblich verwittert" ist, während die blossliegende Hochterrasse ungefähr ebenso stark zersetzt ist, wie jene[1])], sowie die damit wesentlich übereinstimmenden Erscheinungen im Winental, Suhrental und namentlich bei Langental lassen sich eben so gut mit der Annahme eines nachträglichen Vorstosses der „Hochterrassengletscher" vereinbaren, der den Kies teilweise ausschürfte, wie mit der Hypothese einer langen interglazialen Erosions- und Verwitterungsperiode, während der die Gletscher auf das Alpengebiet zurückgeschmolzen waren. Wenn für diese letztere Auffassung von Mühlberg[2]) u. a. auch der Umstand herbeigezogen wird, dass der Kies dem Gebiet des Reussgletschers, die Moräne dagegen dem des Rhonegletschers entstammt, so ist dem entgegenzuhalten, dass sich beim höchsten Gletscherstande die verschiedenen Gletscherareale mannigfach verschoben haben müssen. Wenn man auf dem Plateau zwischen Winen- und Suhrental — also ganz im Regime des letzten Reussgletschers — südwärts bis gegen den Schiltwald östlich Kulmerau typisches Erratikum aus dem Wallis antrifft, so muss doch offenbar der Rhonegletscher hier zeitweise über den schwächeren Reuss-Aargletscher die Oberhand gewonnen und dessen Eisfluten den Weg gegen die Aare durch die bei niedrigerem Eisstande von ihnen okkupierten Täler der Wigger, Suhre und Wina versperrt haben, sodass sie weit ostwärts gedrängt wurden. Die Tatsache, dass am Ausgange des Suhrentales Rhonegletschermoräne auf Reussgletscherschotter liegt, beweist doch gerade, dass bei höherem Gletscherstande hier der Rhonegletscher das Feld beherrscht hat, der Reussgletscher gar nicht hieher gelangt ist.

Wir kommen zum Schlusse: Die Akkumulation des Hochterrassenschotters und die Ablagerung der äusseren Moräne repräsentieren zwei aufeinanderfolgende Phasen **einer** grossen Eiszeit. [„Riss-Eiszeit" nach Penck und Brückners Nomenklatur.] Der Hochterrassenschotter unserer Täler wurde aufgeschüttet zu einer Zeit relativ geringer Ausdehnung der diluvialen Gletscher, die äussern Moränen nachher während einer Periode der grössten Vergletscherung.

Die Lage der Gletscherenden zur Zeit der Akkumulation der Hochterrassen ergibt sich aus der Tatsache, dass die typischen Hochterrassen in den Tälern der Reuss, Wina und Suhre, sowie wahrscheinlich auch der Aare ziemlich genau bis in die Gegend der innern Moränen sich konstatieren lassen, dort aber aussetzen. So kommen wir auf die Vermutung, es möchten die „Hochterrassengletscher" ungefähr denselben Stand erreicht haben, wie die Gletscher der letzten Eiszeit.

Im Winental beginnen die Hochterrassen bei Unterkulm, während die Endmoränen der letzten Vorstossperiode etwa 4 km weiter talaufwärts bei Zetzwil das Tal durchqueren. Die Grösse und die schlechte Rundung der Gerölle im Schotter des „Grossen Rain" und in der „Brenne" bei Unterkulm, sowie die lokal unregelmässige Schichtung

[1]) l. c. pag. 172.

[2]) l. c. pag. 174.

deuten auf die Nähe des die Geschiebe transportierenden Gletschers hin. Vergleichshalber mag hier erwähnt sein, dass die Hochterrassengerölle des „Grossen Rain" im Durchschnitt beträchtlich grösser sind, als die Niederterrassengeschiebe einer in der Nähe befindlichen Grube an der Wina. Talauswärts wird die Schichtung zusehends regelmässiger, die Gerölle kleiner und besser gerundet, in ganz analoger Weise, wie man das im Niederterrassenschotter ausserhalb der Endmoränen wahrnehmen kann. Immerhin sind die Gerölle in der Grube an der Hochterrasse von Brestenegg östlich Suhr im Mittel bedeutend grösser, als in der Niederterrasse der nächsten Umgebung. Auf Grund dieser Verhältnisse darf man annehmen, es habe der Gletscher zur Zeit der Bildung des Hochterrassenschotters im Winental in der Nähe von Unterkulm stationiert. Dafür, dass hier das Eis etwas weiter vorstiess, sprechen u. a. auch die beträchtlichen Schotterablagerungen in dem rechten Seitentälchen, das sich bei Teufental öffnet und während der letzten Eiszeit vom Gletscherarme des Seetales nur in seinem Hintergehänge bei Dürrenäsch berührt wurde.

Im Suhrental setzt die Hochterrasse zirka 3 km nordwärts von den Endmoränen von Staffelbach unter ganz ähnlichen Bedingungen wie im Winental ein. Die in den grossen Gruben von Holziken und Hirschtal zu beobachtende Grössenzunahme der Gerölle von unten nach oben deutet auf einen im Verlaufe der Aufschüttung stattfindenden Vorstoss des Gletscherendes hin. Dass auch im Seitental der Ruederchen Hochterrassen aus echt alpinen Geröllen, die mit denen des Haupttales korrespondieren, angeschwemmt worden sind, fällt insofern auf, als dieses Tal vom Gletscher der letzten Eiszeit nicht erreicht wurde und deshalb einer Niederterrasse im engern Sinne entbehrt. Die rückwärtigen Gehänge desselben sind bei Rehhag und Schiltwald mit mächtigen Ablagerungen von Gletscherschutt bedeckt, die sich an den Flanken talauswärts verfolgen lassen. Die einer Endmoräne ähnliche Bildung bei Schmidrued, im Talgrunde selbst, fand bereits Erwähnung. Die Hochterrassen des Ruedertales stammen von einer Eiszunge des Suhrentalgletschers, die sich in den obersten Teil des Nebentales ergoss. Im Gegensatz zum Ruedertal wurde das von links bei Holziken mündende Seitental der Ürke weder in der letzten noch in der vorletzten Schotterbildungszeit vom Eise erreicht; war es — wie wahrscheinlich — bis ungefähr zur heutigen Tiefe eingeschnitten, so musste offenbar eine Abdämmung seines Ausganges die Folge sein.

Die den Hochterrassen zeitlich entsprechenden Schotterablagerungen auch in Molassetälern, die nicht im Bereich der alpinen Gletscher jener Epoche lagen, wie z. B. die Täler der Luthern und Langeten, haben ihre Ursache in den nämlichen klimatischen Bedingungen, welche das Anwachsen der alpinen Gletscher veranlassten. Der Rückgang der Vegetationsdecke, intensivere Verwitterung und Denudation bewirkten, dass auch in diesen eisfreien Tälern Bäche und Flüsse sich mit Geschiebe belasteten. Gleichzeitig aber schütteten die Hauptflüsse ihre Talböden vor den Gletscherenden mit Kies hoch auf, so die Erosionsbasis für alle Zuflüsse erhöhend. Diese wurden dadurch gezwungen, im selben Mass wie die Hauptflüsse zu akkumulieren.

Im Wiggertal fand eine Mischung der fluvioglazialen Schotter vom Westrande des Reussgletschers mit den Flussanschwemmungen der Napftäler statt, wie sie in der Zusammensetzung der Hochterrassen zu Tage tritt.

VI. Abschnitt.

Die Hauptdurchtalung des Molasselandes in der II. Interglazialzeit.

Aus den niedrigsten Auflagerungshöhen des Deckenschotters einer- und des Hochterrassenschotters anderseits lassen sich Schlüsse ziehen in Bezug auf den Fortgang der Erosion während der dazwischen liegenden Interglazialperiode. Mit dem Rückzug der Gletscher der II. Eiszeit konzentrierten sich die dem breiten Eisrand entquellenden zahllosen Schmelzwasserbäche nach und nach in wenigen Haupttalrinnen, während die kleinen Molassetäler im nämlichen Verhältnisse an Wassermenge einbüssten. Da durch die ältesten diluvialen Akkumulationen vielfach die bereits vorgezeichneten Höhenunterschiede zwischen den präglazialen Tälern verwischt wurden, so dürften vor dem erneuten Einschneiden mancherorts Flussverlegungen stattgefunden haben. Da aber das Auftreten von Erratikum nur die Anwesenheit oder Nähe des Gletschers beweist, niemals aber des Flusses, der dem Ursprungsgebiete der betr. Erratika entspringt, andere Ablagerungen aus jener Zeit aber fehlen, so sind wir im unklaren über den Verlauf der Flüsse vor und während der zwei ältesten Vergletscherungen. Dagegen folgt aus der Lagerung des Hochterrassenschotters, dass zu Beginn seiner Entstehung das Relief unseres Gebietes von dem gegenwärtigen nicht erheblich verschieden war. Mit andern Worten: Die Hauptdurchtalung des Molasselandes zwischen Emme und Reuss fällt in die Interglazialzeit, die der Aufschüttung des jüngern Deckenschotters folgte und mit dem Herannahen des Hochterrassengletscherstadiums ihren Abschluss fand. Die Flüsse hatten also — von wenigen später zu erörternden Ausnahmen abgesehen — spätestens gegen Ende, wahrscheinlich aber schon am Anfang dieser Erosionsperiode ihren heutigen Lauf inne.

In diese Zeit soll nun die postulierte

Einsenkung des Alpenkörpers fallen[1]). Aeppli[2]) hat diesen Dislokationsvorgang in Bezug auf den Zürchersee eingehender verfolgt und die vertikale Verschiebung auf rund 400 m angeschlagen. Im Bereiche des Vierwaldstätter- und Zugersees und des denselben

[1]) Vergl. Heim, Entstehung der Randseen.

[2]) Beitr. L. XXXIV., pag. 76 u. 106 ff.

nördlich vorgelagerten Molasselandes ist der tatsächliche Nachweis einer solchen Einsenkung bisher trotz vieler Bemühungen nicht gelungen. Deckenschotter und alte Erosionsterrassen, auf deren Verhältnisse Heim und Aeppli ihre Auffassung gründen, fehlen hier gerade an den für die Lösung des Einsenkungsproblems massgebenden Stellen gänzlich. Der einzige Umstand, welcher allenfalls zu Gunsten des Vorhandenseins der Dislokation auch in diesem Gebiete geltend gemacht werden könnte, ist die von J. Kaufmann[1]) konstatierte Erscheinung, dass seine Napf- und Albisschichten in einem zum Streichen der Alpen parallelen Streifen, etwa von Affoltern im Emmental bis Hergiswil-Willisau, öfter gegen S und SE als in andern Richtungen geneigt sind. Da jedoch diese Lagerungsstörungen meist lokal begrenzt und gelegentlich an benachbarten Punkten entgegengesetzten Sinn zeigen, glaubt Kaufmann ihnen keine weitere Bedeutung beimessen zu müssen, um so mehr als in der obern Süsswassermolasse nördlich der Reuss-Emmetallinie Malters-Rotkreuz solche Schieflagen nicht beobachtet worden sind. Wenn indes die von Heim und Aeppli für die Entstehung des Zürichsees und in der Folge von Forel für die Stauung des Genfersees verantwortlich gemachte Alpeneinsenkung wirklich stattgefunden hat, so müsste sie notwendig auch die dazwischen liegenden Stammtäler der Reuss und Aare betroffen und an der Bildung des Zuger- und Vierwaldstätter-, sowie des Thuner- und Brienzersees ursächlichen Anteil genommen haben, und demgemäss das ganze intraalpine Talgebiet der Reuss und der Aare vor der fraglichen Einsenkung, also noch innerhalb der II. Interglazialzeit, in einem ca. 400 m höheren Niveau gelegen haben. Daraus ergeben sich folgende Erwägungen betreffend den alten Lauf der Reuss. Die tiefe und weite Talung zwischen Rigi und Rossberg wird zwischen Oberarth und Goldau [nach der Konfiguration des westlichen Abhanges zu schliessen auch weiter südwärts unter dem Bergsturzschutt] von Nagelfluhriffen durchsetzt, deren nach N gewendete Schichtköpfe jedem Wanderer ins Auge fallen müssen, der von Arth nach Goldau geht. Durch den tiefsten, schmalen Einschnitt in denselben fliesst bei Oberarth die Rigiaa, und zwar unterhalb der Brücke der Schmalspurbahn Arth-Goldau und durch das Dorf in einem Bette aus anstehender miocäner Nagelfluh, in dem vereinzelte grosse erratische Blöcke liegen. Zu beiden Seiten des Baches sieht man kaum 100 m von einander entfernt Felsköpfe der gleichen Nagelfluh aufsteigen; solche flankieren auch den engen Durchpass der Hauptstrasse nach Goldau. Der tiefste Einschnitt im anstehenden Gestein, das Bachbett, liegt in 463 m, die nahen Riffköpfe erheben sich zu 470—480 m. Lassen wir die seither erfolgte Erosion ganz ausser acht, so folgt aus diesen Verhältnissen, dass zwischen Zuger- und Lowerzer- bezw. Urnersee sich eine Felsschwelle befindet, deren tiefste Lücke immer noch 463 m hoch liegt. Sollte, wie angenommen wird, die Rigi und Rossberg trennende Talung durch die Reuss [oder vielleicht eher durch die Muota!] erzeugt worden sein, so müsste deren Ablenkung erfolgt sein spätestens zu der Zeit, als der Fluss in einem Talboden von der genannten Höhe floss; diese aber müsste unter Ein-

[1]) Beitr. L. XI, pag. 331—334.

rechnung des Betrages der Alpeneinsenkung auf 460+400=860 m angeschlagen werden. Um welche Zeit könnte die Reuss in einem solchen Niveau geflossen sein? Die Kontakthöhe des Deckenschotters auf dem Bruggerberg wird zu 440 m angegeben; bis zu dieser Tiefe mindestens war vor der Mindel-Eiszeit das Aaretal in der Gegend der Reussmündung eingeschnitten. Nehmen wir nun für die Reuss jener Zeit ein Gefälle von nur 7 ‰ an, wie es Aeppli[1]) als Minimum für die Erosionsterrassen der Limmat bezeichnet, so müsste das Niveau des Talbodens zwischen Rigi und Rossberg vor der jüngern Deckenschotterzeit bei 59 km horizontaler geradliniger Entfernung vom Bruggerberg um 413 m höher oder 440+413=853 m gelegen haben, d. h. ungefähr so hoch wie sich die Stelle des heutigen tiefsten Durchganges damals befinden mochte. Das führt uns zu dem Ergebnis, dass — unter den erwähnten Voraussetzungen — das supponierte alte Tal zwischen Rigi und Rossberg präglazial entstanden sein müsste.

Zu einem ähnlichen Resultat würden wir durch eine Vergleichung der Passhöhe des Brünig mit den Niveauverhältnissen des Vorlandes zur Deckenschotterzeit gelangen: Die Aare konnte damals den von Bodmer[2]) aus dem System der Erosionsterrassen hergeleiteten alten Lauf über den Brünig durchs Sarnertal nicht mehr innehaben, sie musste sich vielmehr bereits in der Richtung ihres heutigen Laufes einschneiden.

Auch auf anderem Wege, nämlich durch einen Vergleich der Tiefenverhältnisse des Vierwaldstätter- und der Berneroberlandseen mit den fraglichen alten Talböden kommen wir zu denselben Schlüssen: Die Reuss floss von Beginn der zweiten Interglazialzeit an in der Richtung des eigentümlich gekrümmten Beckens des Vierwaldstättersees; die Aare kann höchstens vor der Eiszeit ihren Lauf über den Brünig gegen die Reuss genommen haben. Im Alpengebiet waren demnach schon vor der Diluvialperiode Täler von bedeutender Tiefe angelegt; dagegen dürfen weder das Becken des obern Zuger- und des Lowerzersees als Erosionsprodukte der Reuss, noch das unter dem Niveau der Brünigpasshöhe gelegene tiefe und weite Tal des Sarnersees als ein Werk der Aare angesehen werden. Besonders durch die abtragende, viel weniger durch die unregelmässig aufbauende, mehrfach sich wiederholende Wirkung der Gletscher sind die durch Wassererosion geschaffenen ursprünglichen Reliefformen umgestaltet und vielfach gänzlich verwischt worden. Dass dieses Relief wesentlich ein Produkt der Erosion darstellt (wenn man von dem Einflusse der Alpeneinsenkung absieht), unterliegt wohl keinem Zweifel mehr; dagegen divergieren die Ansichten über die Natur bezw. den Anteil der erodierenden Agentien bekanntlich sehr erheblich. Von den zwei Ausgängen des heutigen Vierwaldstätterseebeckens ist der aktuelle bei Luzern viel enger als der die Verlängerung des Küssnacherarmes bildende Durchpass

[1]) Beitr. L. XXXIV, pag. 19. Es muss indes auffallen, dass die von Aeppli angeführten Zahlen im Hinblick auf die heutigen Verhältnisse, z. B. der Aare unterhalb Bern, der Saane etc. auf Erosionsstrecken sehr hoch bemessen erscheinen.

[2]) Terrassen und Talstufen der Schweiz. Dissertation Zürich 1880.

gegen den Zugersee und dessen schmalste Stelle bei der Landzunge von Kiemen. Der Zugersee ist gegen N durch eine niedrige Hügellandschaft abgeschlossen, deren Erhebungen sich ausschliesslich aus glazialem Schutt aufbauen. Bis zu welcher Tiefe dieser letztere geht ist unbekannt; es ist jedoch denkbar, dass bei seiner Ausräumung ein tiefster Ausgang des Zugerseetales in der Richtung Steinhausen—Maschwanden zum Vorschein kommen könnte. Von dort an floss wohl die Reuss der zweiten Interglazialzeit in ihrem heutigen Tale. Der Durchbruch von Luzern dürfte, seinem unfertigen Charakter nach zu urteilen, jüngeren Datums, vielleicht unter Mitwirkung der durch die Eisbedeckung veränderten Abflussverhältnisse gegen Ende der grossen Vergletscherung zustande gekommen sein.

In der Absicht, die den vorhandenen Flussläufen widersprechenden Dimensionen und Gefällsverhältnisse zu erklären, ist auch angenommen worden, es sei die Reuss vor der Bildung ihres heutigen Tales durch die Molasse, von Luzern aus nacheinander durch das Suhrental und durch das Tal des Baldegger- und Hallwilersees (Seetal) zur Aare, und eine dem Zugerseetal entsprechende Ost-Reuss durch das Knonaueramt gegen die Limmat geflossen. Für eine solche Annahme liegen indes keine weiteren Gründe vor, als die allerdings auffallende und übereinstimmende Eigentümlichkeit dieser Täler, gegen das heutige Reusstal hin weit offen und nur durch eine sehr niedrige Wasserscheide davon abgeschlossen zu sein; sowie die grosse Breite und das geringe Gefäll derselben. Ähnliche Überlegungen haben die Auffassung des Glattales als eines alten Stammtales der Limmat, des untern Thurtales, als eines verlassenen Rheinlaufes veranlasst. Ich kann mich dieser Anschauung nicht anschliessen; eine abweichende Darstellung der Verhältnisse soll im letzten Abschnitt entwickelt und eingehend begründet werden. — Wir gelangen zu folgender Vorstellung vom

Flussverlauf zu Beginn der Haupterosionsperiode.

1. Die Reuss hatte wahrscheinlich mit ihren gegenwärtigen alpinen Zuflüssen — also ohne die Aare — ihre heutige Richtung inne, oder sie bog im Kreuztrichter des Vierwaldstättersees durch den Küssnacherarm gegen den Zugersee ab, durchfloss dessen Becken der Länge nach und erreichte über Steinhausen—Maschwanden ihr heutiges Tal. Die der Rigi und dem Pilatus nordwärts vorgelagerte subalpine Molasse erreichte eine beträchtlich grössere Höhe als heutzutage.

2. Die Kleine Emme [Tafel I. Pr 4 a und b], die heute bei Wolhusen mit einem scharfen Knie nach E umbiegt und, der Grenzlinie der alpinen Hebung folgend, die Reuss erreicht, war mit einigen Quellbächen (Rümlig) der Stammfluss des heutigen Wiggertales.

3. Roth, Suhre und Aa durchflossen ihre derzeitigen Täler, griffen aber mit ihrem Einzugsgebiet vielleicht etwas weiter südwärts. Bünz und Wina waren kleinere Molasseflüsse ungefähr mit dem gegenwärtigen Sammelgebiet.

4. Die nördlichen Napfflüsse, sowie die unbedeutenden Wasseradern zwischen Wigger und Grosser Emme schnitten sich in ihrem heutigen Verlaufe in die Molasse ein; die Langeten wendete sich bei Huttwil nach Osten, der Wigger zu und der Rothbach mit einigen Zuflüssen schuf ihr unteres Tal.

5. Die Grosse Emme, der ansehnlichste Fluss des Molasselandes ohne erheblichen alpinen Wasserzuschuss, hatte im ganzen ihr heutiges Einzugsgebiet inne, vielleicht mit Ausschluss einiger Seitenbäche der Ilfis (Marbach und Äschlibach), welche zur Kleinen Emme flossen.

6. Die Aare, deren Bett als Erosionsbasis des Flussrayons zwischen Emme und Reuss fungierte, strömte von Wangen bei Solothurn bis zu ihrer Mündung in den Rhein bei Koblenz im allgemeinen in der heutigen Richtung, vielleicht durch das Dünnerntal gegen Olten, wo sie die „Wigger" (Wigger und Kleine Emme) aufnahm. Wiederholt ist die Hypothese eines alten Aarelaufes von Bern in nördlicher Richtung durch die weite Niederung des Urtenentales und der untern Emme gegen Solothurn aufgestellt worden. Tatsächliche Beweise für diesen direkten Aarelauf fehlen indes; aus der Existenz der sogenannten „alten Schotter"[1]) bis zum heutigen Aareniveau in dem von Bern westwärts gerichteten Serpentinental scheint mir das hohe Alter des letzteren hervorzugehen. Auf keinen Fall kann dieses durch Richtung und Art der Ausbildung merkwürdige Talstück jünger sein, als die vorletzte Eiszeit. Sollte die Aare wirklich zu einer gewissen Zeit von Bern aus sich nach N gewendet haben, so müsste das heutige Tal Aarberg—Solothurn von den freiburgischen und jurassischen Gewässern vorgezeichnet worden sein.

Auf **alte Erosionsterrassen und Talböden,** oder auf alte Flussablagerungen kann sich die eben entwickelte Auffassung der Dinge nicht stützen; sie geht vielmehr von der heutigen Reliefgestaltung aus und verfolgt den Zweck, dieselbe mit dem Flussverlauf vergangener Perioden in Einklang zu bringen. In manchen zumal kleineren Molassetälern sucht man umsonst nach Erosionsterrassen im anstehenden Gestein. Im Napfgebiet erweisen die Gehängeabstufungen sich fast immer als Folgen der ungleichen Festigkeit der Gesteine: die in der Regel wenig mächtigen Schichten aus weichen Sandsteinen bedingen durch ihren Wechsel mit Nagelfluhlagern eine sehr ausgeprägte Verwitterungsterrassierung. In andern Tälern der horizontalen Molasse (Emme, Langeten, Wigger, Suhre) finden sich zwar vereinzelte Gehängeterrassen, die man ihrer Form und Beziehung zum Gesteinsuntergrund wegen der Erosion zuschreiben muss. Allein nur selten lassen sie sich auf grössere Erstreckung verfolgen; zumeist sind es unzusammenhängende kleine Reste auf den kulissenartigen Rücken, welche die Erosion der Nebenbäche von den Seitengehängen der Haupttäler übrig gelassen hat. Es wäre sehr gewagt, daraus Schlüsse in Bezug auf die Entstehungsgeschichte der Täler zu ziehen, namentlich weil man nirgends im Molasselande in ähnlicher Weise wie in den

[1]) Vergl. Bachmann: Der Boden von Bern, und A. Baltzer, Beitr. L. XXX.

Alpen die Kontrolle für die Richtigkeit einer versuchten Zusammenfassung von Terrassen in Gestalt von hochgelegenen Talstufen vorfindet. Im ganzen Molassegebiete zwischen Reuss und Emme ist mir nicht eine einzige echte Talstufe bekannt geworden; wo Gefällsbrüche vorkommen, sind dieselben auf sekundäre Ursachen, auf ungleichmässige Ablagerung von Glazialschutt, Ablenkungen oder Flussbettverlegungen, in der Zone der aufgerichteten Molasse auf plötzlichen Gesteinswechsel zurückzuführen. Gerade in dem Gebiete, wo die Wassererosion in ihrer Tätigkeit am wenigsten gestört wurde und darum ihre Wirkung in den Talformen am reinsten zum Ausdruck gelangt, ist die Gefällskurve der Flüsse ausserordentlich stetig.

In der horizontalen Molasse übte die Festigkeit und Lagerungsweise der Gesteine infolge ihrer Gleichförmigkeit auf die Gestaltung des Querprofils der Täler nur einen untergeordneten Einfluss aus. Im Nagelfluhmassive des Napf blieben die Taleinschnitte am engsten, die Wasserscheiden am höchsten und schärfsten, die Gehänge am steilsten, weil die reliefgestaltenden Faktoren hier in der Gesteinsfestigkeit dem grössten Widerstand begegneten [Tafel I. Pr 3]. Die marine Molasse im westlichen Abschnitt des Gebietes — im untern Emmental, und in Talstücken der Langeten, Wigger und Suhre — vermochte besonders mit dem resistenten Muschelsandstein der Verwitterung und Erosion besser zu widerstehen und zeigt sich daher weniger abgetragen und durchschnittlich steiler geböscht, als die Regionen, in welchen die weiche Süsswassermolasse mit ihren Mergeln und lockern Sandsteinen das herrschende Gestein repräsentiert (Täler der Wina, Aa und Reuss).

In der Zone der aufgerichteten subalpinen Molasse kommt im gegenwärtigen Relief nicht allein die durch Dislokationsvorgänge bedingte Tektonik, sondern noch mehr der wechselnde Gesteinscharakter zum Ausdruck [Tafel I. Pr. 2 a u. b]. Durch die Auffaltung wurden in mehr oder weniger parallelen Streifen Felsarten von sehr verschiedener Festigkeit den Wirkungen der Denudation und Erosion ausgesetzt, sodass das heutige Oberflächenbild dieses Randgebietes viel eher auf die Gesteinsnatur als auf den Faltenbau schliessen lässt. So liegt z. B. das Entlibuch von Schüpfheim bis Wiggen [Profil 12 Tafel III.] in der ersten Antiklinale der Molasse, also da, wo man nach dem geologischen Bau die höchsten Erhebungen erwarten würde, während die Synklinale hoch am südlichen Berghange hinzieht. Die höchsten Gräte und Gipfel bestehen durchwegs aus der widerstandsfähigen Nagelfluh (Rossberg, Rigi, Ochs, Farneren, Bäuchlen, Hohe Honegg).

Es bleibt nun noch festzustellen, bis zu welcher

Tiefe und Breite die Täler unseres Molassegebietes während der zweiten Interglazialzeit (Mindel-Riss-Interglazialzeit Pencks) ausgebildet worden sind.

In der Ermitage südlich Rheinfelden findet man den zu Nagelfluh verkitteten Kies noch in einem Niveau von 300 m, ohne dass seine Basis erreicht wäre. Gegenüber auf badischer Seite sieht man alten Schotter zwischen Nollingen und Beuggen am

Ausgang des Tälchens von Minseln in ca. 300 m dem Muschelkalk auflagernd. Mühlberg[1]) erwähnt vom Kanalwerk oberhalb Rheinfelden in ca. 6 m über dem Rheinspiegel einen ältern, verwitterten und mit Löss bedeckten Kies, der wohl zur Hochterrasse zu rechnen ist. Gutzwiller[2]) gibt die Basis derjenigen des Mölinerfeldes bei Wallbach zu 300 m an (Rheinspiegel 283 m) und schliesst auf Grund des Gefälles[3]), dass ein Teil des Hochterrassenschotters unter der Niederterrasse von Basel gelegen sein müsste. Zur Bestätigung wird das Vorkommen von Trichtern mit Hochterrassenschotterresten im Rogenstein vom Schänzli in 275 m unter der Niederterrasse angeführt. Du Pasquier[4]) zitiert nach Greppin das Vorkommen von Schotter mit grossen Blöcken von Gneiss und Granit 7 m unter der Terrassenoberfläche. Nach den Angaben von Mühlberg[5]) zu schliessen, dürfte der Hochterrassenkies der schon erwähnten Kiesgrube an der Buchserstrasse bei Aarau bis mindestens in ein Niveau von 385 m reichen. Im Reusstal erscheint Hochterrassenschotter bis zum Oberflächenniveau der Niederterrasse und tiefer. Am Ausgang des Suhrentales in der Brestenegg östlich von Suhr sieht man alten Kies noch im Niveau von 400 m, und wahrscheinlich reicht er hier noch tiefer. Im Winental geht die Hochterrasse auf beiden Seiten der Wina an mehreren Stellen bis mindestens zur Niederterrassensohle des Tales. Im Suhrental und an der Ruederchen zeigt sich das nämliche, bei Holziken wird Hochterrassenkies sogar bis unter das Niveau des heutigen Talbodens ausgebeutet. An der Luthern wurde an einer Stelle (Brisecken) Hochterrassenkies unter den gleichen Bedingungen gefunden und bei Langental sieht man ihn bis nahezu ins Niveau der Alluvionssohle der Langeten aufgeschlossen.

Aus diesen Zahlen lassen sich in Bezug auf die Ausbildung der Täler vor der Anschwemmung des Hochterrassenschotters folgende Tatsachen ermitteln: Das Rheintal, die Erosionsbasis für unser Gebiet, war bei Rheinfelden wahrscheinlich bis 6 m über den heutigen Flusspiegel ausgewaschen, sicher aber bis mindestens in ein Niveau von 300 m über Meer vorhanden. Die Aare hatte ihr Tal bei Aarau bis zu mindestens 385 m über Meer eingeschnitten. Das Reusstal existierte zwischen Mellingen und Windisch bis zur obersten Niederterrassenkante. Die Seitentäler der Aare, das Winen-, Suhren-, Wigger-, Langetental waren an den durch die Schottervorkommnisse bezeichneten Stellen mindestens bis zur heutigen Tiefe ausgebildet. Da typischer Hochterrassenschotter sich aber auch in den kleinen Seitentälern der Ruederchen (p. 43) bei Schöftland, des Teufentaler Dorfbaches (p. 40), der Luthern (p. 45) bis ins Niveau der heutigen Talsohle, stellenweise sogar noch tiefer, vorfindet, so müssen diese und vermutlich auch die andern kleinen Täler unseres Gebietes schon vor der dritten (grossen) Vergletscherung bis zur heutigen Tiefe eingeschnitten worden sein. Ich möchte

[1]) Der Boden von Aarau p. 52.
[2]) Diluvium von Basel p. 562.
[3]) l. c. p. 572.
[4]) Beitr. L. XXXI. p. 31.
[5]) Der Boden von Aarau p. 51.

dies im Gegensatz zu Brückner (Die Alpen im Eiszeitalter p. 600 u. 601) auch für die untern Stücke der eigentlichen Napftäler betonen, in denen Ablagerungen der Risseiszeit durchaus nicht so vereinzelt und unbedeutend sind. (Umgebung von Sumiswald-Wasen, Huttwil, Zell, Menzberg.) Da ferner die Hochterrassenreste sich zumeist am Fuss der Seitengehänge der Täler vorfinden, könnten diese in der Mitte sehr wohl beträchtlich tiefer erodiert sein. Wo Schotter, ohne dass die Felsunterlage zum Vorschein kommt, bis zur Talsohle ansteht, ist dieser Schluss sogar unabweisbar. Wir fassen zusammen: Am Ende der zweiten Interglazialperiode war das Aaretal bis unter das Niveau der spätern Niederterrassenoberfläche, die Seitentäler bis mindestens zur heutigen Tiefe eingeschnitten.

Über die Breite der damaligen Täler geben die Hochterrassenreste an solchen Stellen Aufschluss, wo sie sich an beiden Talflanken erhalten haben. So muss das Rheintal bei Rheinfelden im Niveau von ca. 310 m mindestens 3750 m Breite besessen haben; in der Gegend des Möhlinerfeldes sogar bis 5 km. Eine beträchtliche Breite würde zufolge von Du Pasquiers Kartierung der Hochterrasse auch dem untern Aaretal zukommen. Im Winental steht bei Gränichen rechts an der Vorstadt, links an der Burghalde Hochterrassennagelfluh an, hier geht sie indes nicht bis zur Talsohle, sondern liegt in ca. 430 m der Molasse auf. In diesem Niveau ergibt sich eine Talbreite von mindestens 650 m. Im Suhrental beträgt die Entfernung der beidseitigen Schotterreste an ihrer Basis nördlich Schöftland um 900 m [Tafel I. Pr. 1 g]. Auch das Lutherntal besass zwischen Zell und Gettnau die heutige Weite. Die Talbreite kam also am Ende der Haupterosionsperiode der heutigen nahe.

VII. Abschnitt.

Die Ablagerung des Hochterrassenschotters und die grosse Vergletscherung.

Mit dem erneuten Vorrücken der Gletscher wurde die Erosionstätigkeit der Flüsse lahmgelegt, anfänglich nur in den alpinen Haupttälern, später aber auch in den kleinern Molassetälern. Anwachsend überstieg die Eisflut des vereinigten Reuss-Aargletschers deren Wasserscheiden und breitete sich nördlich vom Vierwaldstätter- und Zugersee fächerförmig über das Alpenvorland aus. Ähnlich wie in der letzten Eiszeit mögen zunächst grössere Eiszungen durch die Täler der Bünz, Aa, Suhre, Wina und Roth nach

Norden vorgestossen sein, und ungefähr an der nämlichen Grenze Halt gemacht haben, welche uns durch die Endmoränen der letzten Vergletscherung bezeichnet wird. Ob indes wirklich Wallmoränen aus der Hochterrassenzeit erhalten geblieben sind, ist sehr fraglich. Mühlberg[1]) schreibt dieser Periode nämlich zu „ältere äussere Wallmoränen" . . . „z. B. Seon, Mellingen (hier jetzt als meist blockarme und durch spätere Abtragung abgeflachte Moränen erhalten)". Ein direkter Zusammenhang zwischen alten Wallmoränen und den Hochterrassen wird von Brückner für das Mölinerfeld angegeben. Sowohl bei Seon als auch unterhalb Staffelbach gehören die niedrigen Terrassen, die sich an die Endmoränen anlehnen, nicht den Hochterrassen, sondern vielmehr dem Schotterkegel der Niederterrassen an, in die sie talauswärts bald auslaufen. Brückner[2]) schreibt diese verwaschenen Jung-Endmoränen, samt der Grundmoräne unter dem Niederterrassenschotter des Birrfeldes einem zu Anfang der letzten jüngsten (Würm-) Eiszeit erfolgten Gletschervorstoss zu, nach welchem sich die Gletscher zurückzogen, um die intakten Stirnmoränen aufzuwerfen.

Das Gesamtbild unseres Gebietes dürfte demnach während der Hochterrassenschotterbildung ungefähr das gleiche gewesen sein wie zur Zeit der Ablagerung des Niederterrassenkieses beim höchsten Stande der letzten Gletscher. Die Vereisung hatte eine Verschiebung in der Verteilung der Wasseradern zur Folge; die Täler der Bünz, Aa, Wina, Suhre zum Teil auch der Wigger erfuhren auf Kosten der Reuss eine erhebliche Vermehrung der Wasserzufuhr, zugleich aber auch der Geschiebe. Aare und Reuss erhöhten schon vorher ihre Talböden durch Alluvion und nötigten durch Verminderung des Gefälles die Nebenflüsse zu gleicher Tätigkeit. Im Oberlauf der zunächst eisfrei bleibenden Täler zwischen Emme und Wigger belebte sich die Erosion; ebenso in den Seitentälchen der von den Gletschern nicht erreichten Talstücke zwischen Wigger und Reuss. Nur in den durch die Schotterauffüllung beeinflussten Unterläufen dieser Täler musste in dem Masse, als die Sohle der Haupttäler durch die Akkumulation erhöht wurde, auch in den eisfreien Seitentälern Stagnation und damit Ablagerung eintreten. So entstanden die Hochterrassen des Lutherntales, die nur Gerölle der subalpinen Nagelfluh des Napf und der Emmentäler, vielleicht auch etwas Kalk aus den letzteren, aber keine krystallinischen Gesteinsarten aus dem Wallis oder aus den Berneralpen enthalten. In Bezug auf die Täler der Roth und der Pfaffnern bleibt hingegen die Frage offen, welche Vorgänge hier zur Zeit der Hochterrassenbildung stattfanden. Wenn das Aaretal an deren Mündung bis 80 m über den heutigen Flusspiegel mit Kies aufgefüllt war, so folgt daraus die Notwendigkeit einer Alluvion bezw. Stauung dieser Täler bis mindestens zum gleichen Niveau.

Einen Rückschluss auf die relative Dauer der Vergletscherung des Alpenvorlandes während dieser Epoche gestattet nur die Mächtigkeit des Hochterrassenschotters.

---

[1]) Der Boden von Aarau, Tabelle.

[2]) Penck u. Brückner. Die Alpen im Eiszeitaller, pag. 498/99.

Im Winental reicht derselbe z. B. am Grossen Rain bei Kulm von der Talsohle (460 m) bis zum Niveau von 520 m und die vertikale Höhe des Terrassenabfalles beträgt hier demgemäss 60 m. Im Gulmplateau beläuft sich die sichtbare Mächtigkeit des Schotters auf 50, an der Gränichen-Vorstadt auf 45 m. Im Suhrental sehen wir im Hügeli eine Terrassenstufe von 50—60 m bis zum Niveau der Talsohle, ohne dass indes das Liegende des Schotters erreicht wäre. Weniger sicher lässt sich das ursprüngliche Niveau der Schotteroberfläche des Aaretales ermitteln. Am Westabhang des Hasenberges liegt die obere Grenze der Hochterrassennagelfluh in 450 m, „also erheblich über dem heutigen Niveau der Hochterrasse in dieser Gegend", wie Mühlberg[1]) hervorhebt. Der Aarespiegel liegt in der Nähe in ca. 372 m. Um die Hochterrassenoberfläche des Aaretales zu bestimmen, können wir uns die Terrassen der Seitentäler bis zu deren Mündung fortgesetzt denken. Für den Hochterrassenschotter des Winentales ergibt sich für die 5300 m lange Strecke vom Grossen Rain (520 m) bei Unterkulm bis zur Gränichen-Vorstadt (460 m) ein absolutes Gefälle von 60 m oder ein relatives von 11,3 ‰. Mit demselben Gefälle würde die Schotteroberfläche 2200 m nördlich von Gränichen-Vorstadt in der Gegend der Brestenegg östlich Suhr in einem Niveau von 435 m das Aaretal erreichen. Da nicht anzunehmen ist, dass die Neigung talauswärts grösser geworden sei, vielmehr das Gegenteil wahrscheinlich ist, so dürfte das Aaretal eher noch über den Horizont von 435 m hinaus mit Hochterrassenkies aufgefüllt worden sein. Die niedriger gelegenen Terrassenreste von Brestenegg, Steinerner Tisch, Golderen repräsentieren demnach blosse Erosionsterrassen im Hochterrassenschotter. Floss aber die Aare bei Aarau in einer Höhe von 435 m, d. h. etwa 75 m höher als heute, so musste sie — das Gefälle des Alluvionstalbodens gleich dem des Flusses gesetzt[2]) — talaufwärts entsprechend höher gebettet sein. Das ergibt für die Gegend von Olten-Aarburg ein Niveau von 460 bis 470 m und damit u. a. auch die Möglichkeit, dass die Wigger vorübergehend von Zofingen durch das Tälchen von Safenwil [in der Richtung der alten Nationalbahnlinie] gegen Kölliken ins Suhrental abfloss; denn die verbindende Passlücke liegt nur 481 m hoch. Die Hallwyler-Aa floss damals von Seon weg wahrscheinlich durch den heute trocken liegenden westlichen Ausgang des Seetales. Denn im östlichen aktuellen Ausgang fehlt sowohl an der Heidenburg und am Schlossberg, als auch am Ostabhang des Staufberges Hochterrassenschotter gänzlich, während solcher am Westabfall des Staufberges gegen Schafisheim ansteht.

Durch die Geröllaufschüttung wurden alle Seitentäler der Aare zwischen Emme und Reuss wesentlich seichter als sie heute erscheinen. Benachbarte Paralleltäler konnten über Einsattelungen der Wasserscheide, wie solche im Unterlauf häufig sind, mit einander in offene Verbindung treten, so Reuss und Aa über Brunegg, Reuss und Limmat über Dättwil.

[1]) Der Boden von Aarau, pag. 48.

[2]) Du Pasquier berechnet zwar für den Hochterrassenschotter von Rafz bis Basel 1,5 ‰ Gefäll, während das des Rheines gegenwärtig auf derselben Strecke nur 1,1 ‰ beträgt (Beitr. L. XXXI, pag. 47).

Der Hochterrassenschotter ist lediglich das Produkt einer länger dauernden Anfangsphase der Periode der grössten Vergletscherung. Einem langen Stillstand während der Schotterbildung folgte nicht der Rückzug, sondern vielmehr unmittelbar der allgemeine mächtige Vorstoss derselben Gletscher weit über das schweizerische Molasseland hinaus bis jenseits des Jura, wie er durch die Gesamtheit der sogen. äussern Moränen dokumentiert wird. Im Vorrücken müssen die Gletscher selbst die eben erst angehäuften Kiesmassen wieder ausgeschürft haben, wodurch u. a. auch der mehrfach betonte Kiesreichtum der alten Moränen seine Erklärung findet.

Aus der Verbreitung der äussern Moränen und Blöcke folgt, dass zur Zeit des maximalen Eisstandes das schweizerische Molasseland von einer einheitlichen Inlandeismasse überflutet war, aus der in unserem Gebiete nur die höchsten Erhebungen des Napfzentrums hervorragten. Die Spuren des Vorstosses sind vom Gletscher verwischt worden; die ziemlich gleichmässige Verteilung und das spärliche Vorkommen der Erratika über dem ganzen ausserhalb der Endmoränen der letzten Eiszeit liegenden Gebiet spricht für einen raschen und ununterbrochenen Rückzug mindestens bis an die Moränengrenze der jüngsten Vereisung[1]). Während der grössten Ausbreitung fanden die Gletscher nicht allein durch die Haupttäler der Aare und Reuss ihren Weg durch den Jura, sondern sie flossen auch über dessen tiefste Passlücken (Hauenstein). Gutzwiller[2]) nimmt an, dass die Gletscher bis in die Nähe von Basel vorgestossen seien; nach Mühlberg[3]) haben sie sich „bis weit über den Aargau hinaus" erstreckt. Die äussersten sicheren Spuren ihrer Anwesenheit sind die Moränen auf dem Mölinerfeld, die Grundmoräne auf der Passhöhe zwischen Liestal und Arisdorf (500 m) und ein erratischer Block des Rhonegebietes „nördlich Schmard nördlich Liestal (630 m über Meer)"[4]). Gehören die in der Tiefe der Täler und auf den Berghöhen dieser Gegend gefundenen äussersten Diluvialgebilde einer und derselben Vergletscherung an, so muss deren äusserste Grenze ausserhalb der Schweiz gesucht werden; denn wenn das Eis bei Liestal noch eine Mächtigkeit von über 300 m besass, so ist kaum anzunehmen, dass das Gletscherende sich schon bei Basel befand. Mühlberg[5]) deutet an, dass mit der grossen Vergletscherung die Bildung der von Steinmann[6]) im Breisgau unterschiedenen und dem Alter nach zwischen Hoch- und Niederterrasse eingeschalteten fluvioglazialen Kiesbildung der „Mittelterrasse" in Verbindung zu bringen sein möchte.

---

[1]) Brückner (l. c. pag. 493) glaubt in der Gegend der Aaremündung die Moräne eines Rückzugsstadiums der grossen Vergletscherung erkannt zu haben und bringt damit die Existenz erloschener Seen in Verbindung.

[2]) Diluvium von Basel, pag. 624.

[3]) Der Boden von Aarau, pag. 46 u. Tabelle.

[4]) l. c. pag. 46. Anm. [wahrscheinlich östlich Liestal].

[5]) Der Boden von Aarau, Tabelle.

[6]) Über die Gliederung des Pleistocäns im badischen Oberland. Mitt. d. Grossh. bad. geol. Landesanst. II. Bd. XXI, 1893, pag. 745—791.

In die zwischen dem Rückzug der grossen Vergletscherung und der Aufschüttung der jungen Endmoränen liegende Epoche fällt bei uns die Bildung des Lösses. Die Bedingungen der Lössbildung sind aber nur mit der Existenz einer eigentlichen Interglazialzeit vereinbar. In dieser Periode nahmen die Flüsse ihre Tätigkeit wieder auf, indem sie in erster Linie durch die grosse Vergletscherung bedingte Unebenheiten der Talgründe sei es durch Erosion, sei es durch Aufschüttung ausglichen. In ihren Einzelheiten entziehen sich jedoch diese Vorgänge unserer Kenntnis, weil sie der Hauptsache nach in Tiefen sich vollzogen, die durch die folgende jüngste fluvioglaziale Bildung, den Niederterrassenschotter, unserem Einblick in den Seitentälern ganz, in den Haupttälern der Aare, Reuss, Limmat und des Rheins zum grössten Teil entzogen sind. Wenn wir indes in der Regel die Betten der Hauptflüsse ganz in Niederterrassenschotter und nur stellenweise in anstehenden Fels oder in Grundmoräne eingeschnitten finden, so müssen wir daraus den Schluss ziehen, dass die Flüsse zu Ende der Interglazialzeit allgemein in tieferem Niveau flossen, somit die Talerosion weiter fortgeschritten war, als heutzutage. [Die wenigen Felsriegel (oder Sporne) im Lauf der Hauptflüsse müssen darauf zurückgeführt werden, dass der heutige Flusslauf mit dem interglazialen in seiner Richtung nicht übereinstimmt.] Anderseits beweist das Vorkommen von Moräne der grössten Vergletscherung auf allen Höhenzügen zwischen Wigger und Reuss, dass seit dieser Zeit auch die „Berge" keine bedeutende Abtragung mehr erfahren haben.

Im Anschluss an die Erörterung der wichtigsten allgemeinen Erscheinungen innerhalb der Periode der grössten Vergletscherung sei hier noch eines besonderen Falles eingehender gedacht, weil derselbe eine wohl nicht gerade seltene indirekte Wirkung der mächtigen diluvialen Gletscher demonstriert. Es handelt sich um

Das Staudelta am Hubel bei Schöftland.

An dem Wege, der vom Hubel südlich Schöftland auf die Ebene führt, findet sich im Walde, nahe dem obern Rande des steilen Abhanges, mit der Basis in ca. 545 m eine etwa 60 m lange, 20 m breite und im Maximum 15 m hohe Griengrube, die zur Zeit (1902) lebhaft ausgebeutet wird. Das Material ist erratisch und besteht hauptsächlich aus grobem Sand, der mit solchem vom feinsten Korn, mit Kies und grösseren Steinen wechsellagert. Der Gesteinsart nach herrschen die blauen, grauen und schwarzen Kalke des alpinen Jura und der Kreide vor; daneben gibt es viel feste Sandsteine der subalpinen Molasse, stark verwitterte Protogine und Gneisse der Alpen, Gerölle der polygenen Nagelfluh, einzelne, meist ziemlich umfangreiche Gerölle aus Molassesandstein und Mergel der Umgegend. Von charakteristischen Erratika des Reussgletschergebietes fanden sich ein 45 cm Durchmesser haltendes Geröll von grünem und mehrere kleinere von rotem Windgellenporphyr, sowie vereinzelte harte Taviglianazsandsteine. Die Hauptmasse ist ein grober in Kies übergehender Sand aus stumpfkantigen und rundlichen Partikeln, die so vorzüglich ineinander gebacken und gepresst sind, dass senkrechte und

sogar überhängende Wände von 8 m Höhe sich zu halten vermögen und alles mit Hilfe des Pickels gelockert werden muss, trotzdem es nur an wenigen Stellen zu einer eigentlichen Verkittung mittels Kalkzement gekommen ist. Das Material ist so gut gewaschen, dass es ohne weiteres als Zementgrien Verwendung findet.

Das auffallendste an der Bildung aber ist ihre ausserordentlich regelmässige Schichtung. Die Sand- und Kieslagen fallen alle gegen ONO, unten mit 15—20°, im obern Viertel des Anrisses, wo Kies dominiert, etwas stärker mit 20—25°. Dabei ist merkwürdig, wie die meisten Schichten in konstanter Zusammensetzung die ganze Grube durchsetzen, sodass sich Sandlagen von 3—4 cm Mächtigkeit ohne Unterbruch von einem Ende zum andern verfolgen lassen. Im untern Teil sieht man ein Lager von grobem Kies mit runden und kantenrunden Geröllen von bis 0,6 m Durchmesser und einzelnen kleineren eckigen Stücken. Ab und zu erscheinen solche Geschiebe auch oben in die gut geschichteten Geröllmassen eingestreut. Unter dem herumliegenden Kies fanden sich nach wiederholtem langen Suchen vier deutlich gekritzte Kalke; im anstehenden Kies waren solche nicht zu entdecken. Gerölle mit Eindrücken und Sprüngen sind nicht selten und finden sich auch im unverkitteten Kies. Dagegen waren keine ausgelaugten Gerölle bemerkbar. In den untern Partien sieht das Lager graublau, oben mehr gelblich aus. Das Fehlen einer oberflächlichen Verwitterungsschicht erklärt sich aus der Lage an einem ziemlich steilen Abhang, an dem sich die zersetzten Schichten der Ablation gegenüber nicht halten konnten. Im Grund der Grube zeigen einige Löcher bis in 5 m Tiefe das nämliche Material in lockerem Gefüge, ohne dass die anstehende Felsunterlage erreicht wäre.

Die horizontale Ausdehnung der Geröllbildung scheint eine ziemlich beträchtliche zu sein; denn Kies zeigt sich am nördlichen und westlichen Abhang des Hubel im Horizont der Grube überall. Auf dem westlich gegen das Suhrental vorspringenden Bergsporn (582 m) lagen an der Oberfläche drei grosse Brocken einer offenbar an Ort und Stelle ausgehobenen diluvialen Nagelfluh von der Art der im obern Teil der Grube entblössten. Tiefer unten in ca. 510 m tritt marine Molasse zu Tage. Am Weg von der Grube gegen das Dorf Schöftland hingegen begegnet man nur erratischem Kies und einzelnen grossen, runden Blöcken. Da auch die steile Halde des Haberberg, mit welcher das Plateau gegen das im NE gelegene Ruedertal abfällt, aus zum Teil verkittetem Kies besteht, so ist anzunehmen, dass die Kiesbildung „durch den Berg geht", wie die Anwohner behaupten, d. h. in ansehnlicher Erstreckung das Nordende des Molasserückens bedeckt, der das Ruedertal vom Haupttal der Suhre scheidet. Aus dem Umstande, dass man auf der Höhe desselben bis nahezu in 600 m Meereshöhe an der Oberfläche reichlich kleinere und grössere Rollsteine antrifft, während Kies nach unten bis in mindestens 540 m reicht, ist zu schliessen, dass dem Lager eine Mächtigkeit von 50—60 m zukommt. Zum Vergleich sei bemerkt, dass die Sohle des Suhrentales oberhalb Schöftland 460 m, die Oberfläche der Hochterrasse am gegenüberliegenden Gehänge in der Pikardie 525 m hoch gelegen ist.

Was nun die Entstehung anbetrifft, so spricht die gleichmässig schiefe Schichtung entschieden für die Ablagerung in stehendem Wasser, das Vorkommen einzelner gekritzter und eckiger Geschiebe von z. T. beträchtlicher Grösse für die Nähe des diluvialen Gletschers. Die Lage der Deltabildung vor dem Ausgang des Seitentales der Ruederchen gibt uns einen Fingerzeig auf die Entstehungsursache. Während der letzten Vergletscherung war das Seitental gänzlich eisfrei, als ein Hauptarm des Reussgletschers im Suhrental bis Staffelbach reichte, d. h. nur 2 km vom Ausgang des Ruedertales entfernt war. Nehmen wir an, dass beim Anwachsen der Gletscher der grossen Eiszeit ähnliche Verhältnisse herrschten, so musste der durch das Haupttal vorstossende Gletscher die Mündung des Seitentales verbarrikadieren, als dieses grösstenteils noch eisfrei war. Die nämlichen Umstände stellten sich beim Gletscherrückzuge nochmals ein. Die Schmelzwasserbäche des Gletschers führten dem Stausee Geschiebe zu, welche sich darin nach den Gesetzen der Deltaschichtung ablagern mussten.

Über das Alter des Staudeltas können Zweifel bestehen. Die Hochterrassen reichen in unmittelbarer Nähe sowohl im Haupttal als im Seitental höchstens bis zum Niveau von 525 m; die Deltaschichten dagegen von ca. 540 bis nahezu 600 m; d. h. bis in einen Horizont, in welchem wir in dieser Gegend den jüngeren Deckenschotter treffen. (An der Burghalde bei Kirchrued 3 km südöstlich sieht man solchen bis zu 610 m hinab.) Gegen eine der Höhenlage viel besser gerecht werdende zeitliche Parallelisierung der Deltabildung mit dem Deckenschotter spricht allerdings der frische Zustand und die sehr schwache Verkittung des Kieses. Von der Hochterrasse unterscheidet sie sich durch die Zusammensetzung, indem die Rollsteine der miocänen Nagelfluh dort viel mehr hervortreten.

VIII. Abschnitt.

Der Niederterrassenschotter und die letzte Vergletscherung.

Du Pasquier[1]) hat die niedern Terrassen des Rheintales talaufwärts verfolgt und ihren Ursprung an den Endmoränen von Wangen, Mellingen, Wettingen, Schaffhausen erkannt. Die Aare und ihre grossen Zuflüsse haben sich seit dem endgiltigen Rückzuge der Gletscher unter Modellierung eines Systems von Erosionsterrassen eingeschnitten; in den kleinern Seitentälern sind solche nur am Ausgang und in der Region des Übergangskegels zur Ausbildung gelangt. Wenn Aa und Bünz hierin eine

[1]) Beitr. L. XXXI.

scheinbare Ausnahme machen, so erklärt sich dies u. a. durch die geringe Entfernung der Endmoränen von Seon und Othmarsingen vom Aaretal, das als Erosionsbasis diente. Die Suhre hat ihr Bett von der Mündung bis südlich des Dorfes Suhr in den Niederterrassenschotter vertieft, sodass beiderseits Terrassen entstanden sind, die oberhalb Suhr unmittelbar in die heutigen flachen Sohlen des Suhren- und Winentales auslaufen. Diese sind nichts anderes, als die lokal durch die seitherige Flusstätigkeit oberflächlich etwas umgeformten und mit Anschwemmungen der Seitenbäche überführten Gletscherböden der jüngsten Eiszeit. Etwelcher Terrassierung begegnet man erst im Bereiche der Schotterkegel in der Nähe der Endmoränen wieder. Die Wigger hat sich bis in die Gegend von Zofingen in die Kiesanschwemmungen rückwärts eingeschnitten. Pfaffnern und Rot sind von der letzten Vergletscherung nicht erreicht worden; dasselbe gilt von den Tälern der Langeten und von den zum Wiggergebiet gehörenden Napftälern. An Stelle der Gletscherabschwemmungen finden sich hier äquivalente Alluvionen von Kies, Sand und Lehm, die dem Sammelgebiet der betreffenden Flüsse entstammen. Am beträchtlichsten sind solche im Tal der Langeten, wo sie zumal bei Huttwil und Langental auftreten.

Das Gebiet zwischen Emme und Reuss wurde während der letzten Eiszeit hauptsächlich von der Eisflut des Reuss-Aargletschers bedeckt; nur dessen westlichen Teil zwischen Burgdorf-Solothurn und Wangen erreichte zur Zeit des höchsten Eisstandes die Zunge des mächtigen Rhonegletschers. Entlebuch und oberes Emmental besassen kleinere selbständige Gletschergebiete.

A. Das Reussgletschergebiet.

Die äusserste Eisgrenze der letzten Vorstossperiode wird bezeichnet durch die Linie: Wolhusen—Ettiswil—Dagmersellen—Staffelbach—Zetzwil—Seon—Othmarsingen—Mellingen. Weiter ostwärts am Heitersberg legte sich der Reussgletscher mit seiner östlichen Flanke an den Linthgletscher an, sodass zur Zeit des höchsten Eisstandes beide eine kommunizierende Inlandeismasse bildeten. Der mächtige diluviale Reussgletscher erhielt zu gleicher Zeit einen starken Zufluss aus dem Aargebiet über den Brünig, mit dem sich die Gletscher der Unterwaldnertäler vereinigten. Im Kreuztrichter des Vierwaldstättersees fand der Zusammenfluss statt, sodass von hier an der Aargletscherarm die westliche Flanke des Gesamtgletschers bildete. Sein relativer Anteil war um so beträchtlicher, je höher die Eisflut stieg. Der alpinen Gletschermasse standen zwei Tore durch die subalpine Molasse hindurch gegen das Alpenvorland offen; eines in der Richtung Lowerzersee—Zugersee zwischen Rigi und Rossberg, das andere durch das Hauptbecken des Vierwaldstättersees von Brunnen gegen Luzern. Beide Talwege besitzen untereinander über Küssnach eine Querverbindung, durch die ein nochmaliger Ausgleich des Eisniveaus sich vollziehen konnte. Wie aus dem Gefäll der prägnanten Moräne von Seeboden am Nordwestabhang der Rigi hervorgeht, floss das Eis hier — wenigstens zu

Ende der Periode maximaler Ausdehnung — von Weggis gegen NE, einerseits wohl infolge der abdrängenden Wirkung des Unterwaldnerarmes, anderseits wegen des engen Abflussweges bei Luzern. Erst als die Randseewannen durch die wachsenden Gletscherströme als Unebenheiten der Talböden gänzlich ausgeglichen waren und dem weiteren Vorrücken des Eises kein hemmendes Gegengefälle mehr im Wege stand, traten allmählich sich verbreiternde Gletscherzungen nordwestlich von Luzern und über den breiten Nordrand des Zugersees auf das Alpenvorland hinaus. Den Ostarm nahm das weite und tiefe Reusstal auf, der Luzernerarm fand zunächst die quer zu seiner Bewegungsrichtung orientierte Reuss-Emmeniederung vor sich und musste sich bis zur Vereinigung mit dem andern Arme darin ausbreiten, ehe zwei Zungen über die niedrigen Wasserscheiden und durch das Suhren- und Seetal nordwärts vorstossen konnten. Gleichzeitig drang das Eis, der heutigen Flussrichtung entgegen, durch das Tal der kleinen Emme gegen Malters-Wolhusen vor, und überschritt anwachsend succsessive die höher liegenden Wasserscheiden gegen die Täler der Roth (Ruswil-Grosswangen) und Wina (Münster-Aarau). Vom Hauptgletscher des Reusstales zweigte sich links ein Seitenarm in das Bünztal, rechts ein solcher gegen Bonstetten ab. So senkten sich, während das Eis höher und höher gestiegen war, endlich zungenförmige Lappen in alle Täler zwischen Wigger und Reuss. Das Molasseland südöstlich einer Linie Ruswil—Sursee—Bremgarten und nördlich von Rigi und Pilatus war von einer bis 900 m mächtigen zusammenhängenden Flut von Binneneis bedeckt, aus welcher gleich Nunataks nur vereinzelte hohe Molasserücken, wie der Lindenberg, wenig hervorragten. Die Einheit war aber nur eine oberflächliche, denn die Täler bestimmten die Richtung der Eisflut. Das offene, weite Haupttal der Reuss lenkte den längsten und massigsten Eisstrom; das nach S nahezu geschlossene und höher gelegene Tal der Wina konnte dagegen nur eine kurze Gletscherzunge aufnehmen.

Über die Oberflächenverhältnisse der diluvialen Gletscher geben die Randmoränen Auskunft.

Am NW-Abfall der Rigi trifft man die oberste deutliche Wallmoräne bei Seeboden in einer Höhe von ca. 1040 m über Meer. Ungeschichteter Diluvialschutt und erratische Blöcke kommen allerdings noch höher vor, aber diese Ablagerungen gehören wahrscheinlich der grössten Vergletscherung an. Am Südende des Lindenbergrückens westlich Brunnwil vereinigen sich die obersten Ufermoränen des Reusstalarmes mit denen des Seetalarmes in einem Niveau von ungefähr 850 m. Daraus ergibt sich für die in der Luftlinie 21 km messende Strecke eine Niveaudifferenz von 190 m, was einem Gefälle der Eisoberfläche von ca. 9 ‰ entsprechen würde.

Vergleichen wir nun mit der Neigung der zusammenhängenden Eisoberfläche diejenige der bedeutendsten Talgletscher zur Zeit des höchsten Standes. Die Höhenzahlen sowie die geradlinigen Entfernungen der gewählten Punkte sind der topographischen Karte 1:25000 entnommen. Die daraus berechneten Werte geben allerdings nur die Neigung des Eisrandes an, die Mitte der Gletscherzungen dürfte stärkeres Gefälle besessen

haben. Zur Kontrolle sind in allen Fällen die Moränen beider Talflanken in Betracht gezogen worden, wobei freilich nicht immer gleich lange Strecken verfolgt werden konnten. Aus diesem Umstande erklären sich die Abweichungen zwischen den für linke und rechte Seite des Tales gefundenen Grössen.

1. Reusstalarm [Tafel III. Pr 11 d u. e].

Links		Rechts	
Moräne am Lindenberg w. Brunnwil	850 m	Heitersberg, Hasenberg	670 m
Endmoräne von Mellingen-Birrhard	415 m	Endmoräne von Mellingen-Birrhard	415 m
Höhenunterschied =	435 m	Höhenunterschied =	255 m
Distanz = 24 km		Distanz = 11 km	
Gefälle = **18,1** ‰		Gefälle = **23,2** ‰.	

2. Bünztalarm.

Lindenberg westlich Brunnwil .	850 m	Moräne v. Saalhau sö. Hägglingen	559 m
Endmoräne von Othmarsingen, Bahnlinie	436 m	Othmarsingen	436 m
Höhenunterschied =	414 m	Höhenunterschied =	123 m
Distanz = 20,5 km		Distanz = 4,8 km	
Gefälle = **20,2** ‰		Gefälle = **25,6** ‰.	

3. Seetalarm [Tafel II. Pr 8 c—e].

Homberg bei Reinach	792 m	Wieden östlich Seengen	644 m
Endmoräne v. Seon, Schneckenrain	467 m	Endmoräne von Seon	467 m
Höhenunterschied =	325 m	Höhenunterschied =	177 m
Distanz = 10 km		Distanz = 5,8 km	
Gefälle = **32,5** ‰		Gefälle = **30,5** ‰.	

4. Winentalarm [Tafel II. Pr 7 a—c].

Stierenberg, Südseite	800 m	Homberg	792 m
Zetzwil	523 m	Zetzwil	523 m
Höhenunterschied =	277 m	Höhenunterschied =	269 m
Distanz = 5,8 km		Distanz = 2,75 km	
Gefälle = **47,7** ‰		Gefälle = **98** ‰.	

5. Suhrentalarm [Tafel I. Pr 1 c—e].

Schneckenberg westlich Winikon	690 m	Gschweich, Oberegg	760 m
Endmoräne von Staffelbach . .	515 m	Endmoräne von Staffelbach . .	515 m
Höhenunterschied =	175 m	Höhenunterschied =	245 m
Distanz = 5,3 km		Distanz = 7 km	
Gefälle = **33** ‰		Gefälle = **35** ‰.	

Die durchschnittliche Neigung der gesonderten Gletscherzungen ist demnach mehr als doppelt so gross als diejenige der zusammenhängenden Eisoberfläche vor ihrer Teilung. Allgemein nimmt das Gefälle gegen das Gletscherende hin stark zu, dementsprechend sind auch die kurzen Lappen (Winental) viel stärker geneigt als die langen. Überall ist die Abdachung der Gletscheroberfläche sehr viel stärker als die des Gletschergrundes bezw. der Talsohle.

Moränen und Schotter der letzten Eiszeit.

Im eisbedeckten Gebiete herrscht ungeschichteter Glazialschutt in Gestalt von wallförmigen Randmoränen oder flachwelliger Grundmoräne vor. Ausserhalb der Endmoränen trifft man in allen Tälern an jene sich genetisch anschliessenden Niederterrassenschotter.

Im Reusstal berechnet Du Pasquier[1]) das Oberflächengefälle des Schotterkegels von Birrhard bis Mülligen zu 7,5 ‰, indem er für Birrhard die Höhenquote 385, für Mülligen 370 m in Anschlag bringt. Zieht man jedoch in Betracht, dass südlich Birmensdorf die obersten Terrassenstufen im Rüteli links und in der grossen Zelg rechts von der Reuss je 396 m erreichen, und dass die Niederterrasse bei Gebensdorf noch 375, nördlich Turgi in den Steinleren 371 m hoch liegt, so erhält man für die 3600 m lange Strecke Rüteli—Gebensdorf 5,8 ‰ Gefälle. Jedenfalls muss das höchste Niederterrassenniveau von Turgi mit 371 m als ursprüngliche Aufschüttungshöhe in der Gegend der Vereinigung der drei Hauptflüsse angenommen werden, d. h. ein Niveau, welches sich um 38—39 m über den heutigen Flusspiegel erhebt. Tiefer gelegene Kiesterrassen im talaufwärts liegenden Gebiet müssen auf die seitherige Erosion zurückgeführt werden. Das auffallend grosse Gefälle der Reussniederterrasse des Birrfeldes lässt erkennen, dass die Schmelzwasserbäche erst am nördlichen Ende der Niederung zu zwei Hauptarmen sich sammelten, von denen der stärkere der heutigen Flussrichtung, durch das Quertal Birmensdorf—Gebensdorf, folgte, der schwächere dagegen das Tälchen von Hausen als Ausgang benützte. Erst als der Gletscher sich von den Endmoränen zurückzog, hörte mit den Schmelzwasserbächen der letztere Arm zu fliessen auf und es entstand die heutige Reuss.

Im Bünz- und Aatal drangen während der letzten Eiszeit Gletscherzungen fast bis an den Ausgang ins Aaretal vor. Die Endmoränen von Othmarsingen nähern sich der heutigen Aare bis auf 3,5, die von Seon bis auf 5,5 km, sodass für eine selbständige Entwicklung der fluvioglazialen Schotter nur wenig Raum offen blieb. Der Schotterkegel von Othmarsingen dacht sich mit 13 ‰ Gefälle in nordwestlicher Richtung gegen die Aare ab in den Kiesebenen von Möriken und des Lindwaldes. Die Schotterfläche des Seetales fällt von den Moränen von Seon an mit einer Neigung von

[1]) Beitr. L. XXXI. p. 12.

12,3 ‰ über Lenzburg und Schafisheim gegen Niederlenz und Lenzhard. Aus der Schotterebene ragt der isolierte Molassehügel des Staufbergs hervor. Die Schotterkegel verschmelzen nördlich Lenzburg zu einer einheitlichen schiefen Ebene, über welche starke Gletscherbäche der Aare zuströmten. Diese wurde links an den Fuss des Jura gedrängt und neuerdings mit Geschiebe belastet, vielleicht auch vorübergehend gestaut, wie heute bei Solothurn durch die geschiebereiche grosse Emme. Aa und Bünz haben sich während und seit dem Schwinden der Gletscher 20—25 m tiefe schmale Furchen in den Kies eingeschnitten. Von zwei seichteren, trockenen Rinnen beginnt die eine grössere im Lenzhard an der Kreuzung der Strasse Hunzenswil—Wildegg mit der Bahnlinie Rupperswil—Lenzburg, etwa 5—10 m tief und 100 m breit; sie lässt sich, weiter und flacher werdend, talaufwärts westlich am Fusse des Staufberges vorbei über Schafisheim gegen Seon verfolgen, wo sie sich gabelt und an zwei tiefen Einsattelungen der Endmoräne aufhört. Ihre Bildung ist also auf Schmelzwasserbäche des Gletschers zurückzuführen, die hier dem Eisrand entquollen, als er bei beginnendem Rückzug bereits hinter der innersten Endmoräne lag. Die Rinne ist in die Akkumulationsoberfläche der Niederterrasse des Lenzhard eingeschnitten, läuft dagegen mit ihrer Sohle flach aus auf der ca. 10 m tiefer liegenden obersten Erosionsterrasse. Somit hat hier die Erosion schon kräftig eingesetzt an der Aare und im Seetal, als das Gletscherende hinter der innersten Endmoräne bei Seon lag. In diesem Stadium war eben durch die vorgelagerten ältern Moränenwälle der Schmelzwasserabfluss auf eine oder wenige Stellen konzentriert, daher die Geschiebeführung geringer, die Stosskraft grösser.

Im Winen- und Suhrental flacht sich die Endmoräne unter Vermittlung des typischen Übergangskegels in die Talsohle ab. Von Unterkulm und Schöftland bis zur Vereinigung bei Suhr fliessen die beiden Flüsse in wenig eingeschnittenem Bette im Niveau der ursprünglichen Schotteroberfläche. Diese setzt sich unmittelbar in der Suhrfeldterrasse der Aare fort. Die Talböden der Wina und der Suhre sind nicht vollkommen flach, sondern neben dem normalen Gefälle in der Flussrichtung besitzen sie noch ein solches von den Seitengehängen gegen den Fluss. Die Talflanken fallen selten plötzlich unter einem Winkel gegen die Sohle ab; gewöhnlich wird der Übergang durch Gehängeschutt zu einem allmählichen. Vor die Ausgänge der zahlreichen Seitentälchen bauen sich in der Regel Schuttkegel, deren Oberflächen um so stärker geneigt sind, je kürzer die ablagernden Bäche. Ihre Bildung begann zur Zeit der Niederterrassenakkumulation und dauerte bis in die Gegenwart fort, wo man die Bäche meist verbaut hat. Ihre Anschwemmungen bilden fast überall eine mehr oder weniger mächtige alluviale Decke über den Niederterrassenschotter. Besonders ausgedehnt und gut entwickelt findet sich diese alluviale Sand- und Schlammschicht im untern Suhrental, wo der Talboden ein abnorm geringes Gefälle aufweist. — In der Zone der Endmoränen und Schotterkegel sind die Flüsse in beiden Tälern seicht eingeschnitten, unter Bildung von nach aussen an Höhe abnehmenden und in die Talsohle übergehenden Niederterrassen. Im Winental lässt sich ein 5—7 m hohes Terrassenbord

von Zetzwil bis Oberkulm auf der rechten Seite des Flusses verfolgen. Im Suhrental tritt ein solches besonders deutlich auf der linken Talseite von Staffelbach bis in die Pikardie bei Schöftland auf, um sich dann in die Talsohle zu verflachen. In beiden Tälern ist der Niederterrassenschotter nur an wenigen Orten aufgeschlossen, die Kiesgruben sind im Hochterrassenkies der Talgehänge angelegt. Im Winental gibt es drei Gruben im weiteren Gebiete des Übergangskegels zwischen Gontenswil-Zetzwil und Oberkulm, und eine vierte in Unterkulm an der Wina. In der Neumatt nördlich Zetzwil, in ungefähr 800 m Entfernung vom Kamm der Endmoräne, ist der Schotter ca. 7 m tief eröffnet. Man sieht groben und unregelmässig geschichteten Kies mit grossen eingeschlossenen Sandlagen. Die Grösse der Geschiebe nimmt nach oben zu und es mischen sich grosse, z. T. noch eckige Blöcke, sowie zahlreiche gekritzte und polierte Geschiebe darunter. Ähnliche Verhältnisse trifft man in den beiden andern Gruben an der Strasse von Oberkulm nach Gontenswil. In der Schoren — 1400 m von der Endmoräne entfernt — finden sich nicht nur viele deutlich gekritzte Geschiebe, sondern u. a. nahe der Oberfläche neben einander zwei vollkommen eckige, frische Blöcke vom gleichen Gneiss von je 1 m grösstem Durchmesser. Da der Ort nahezu in der Mitte des Tales liegt, und ein zeitweiliger Vorstoss des Gletschers ausgeschlossen ist, so können diese Erscheinungen nur durch Eistransport erklärt werden. Im Jahre 1901 legte ein Hochwasser der Wina bei Oberkulm einige bis 1 m grosse alpine Kalkblöcke bloss, die — wenn auf ursprünglicher Lagerstätte — nur durch Treibeistransport hierher gelangt sein können.

Von den Quelltälern der Wigger wurden nur die von der rechten Seite mündenden von Geiss, Grosswangen, Wauwil und Buchs-Dagmersellen vom Eise erreicht. Die äusserste Westgrenze des Gletschers der jüngsten Eiszeit zieht von Ettiswil gegen Wolhusen; Moränen sind östlich vom Torso Wolhusen—Willisau häufig, fehlen dagegen im W. An verschiedenen Stellen sind deutliche Moränen bis an den Fuss des rechten (östlichen) Gehänges zu finden; so besonders bei Wüschiwil, in der Staldenmatt nördlich Menznau, bei Wolhusen. Im Tälchen von Geiss und auf dem flachen Rücken, der dasselbe vom genannten Torso scheidet, liegt mächtiger Glazialschutt. Der Gletscher erreichte wenigstens zur Zeit seiner grössten Ausdehnung das erwähnte Trockental. Somit empfing das Wiggertal in der letzten Eiszeit einen sehr ansehnlichen Zuschuss an geschiebebeladenen Schmelzwasserbächen vom äussersten westlichen Rande des Reuss-Aargletschers. Der Talboden ist sehr flach und talauswärts bis Brittnau ohne irgendwelche Terrassierung; das Flussbett ist kaum vertieft, im obern Teil des Tales musste es sogar der Überschwemmungsgefahr wegen gegen die Umgebung abgedämmt werden. Bei Brittnau stellt sich zunächst auf der linken Talseite eine allmählich etwa 5 m hoch werdende Kiesterrasse ein, welche sich nördlich Strengelbach wieder verliert, während auf der andern Seite der Wigger gegen Oftringen-Aarburg verschiedene andere auftreten. Die Terrassenebene des „Oberfeldes“ und der „Pfaffenäcker“ südlich Oftringen dürfte die ursprüngliche Niederterrassenoberfläche sein. In

einer Kiesgrube an der Landstrasse Dagmersellen—Altishofen vor der Mündung des fast ganz vom Gletscher erfüllten Hürntales erscheint unter einer 4,5 m mächtigen Schicht von dunkel gefärbtem Kies, in dem die alpinen Kalksteine stark dominieren, unvermittelt eine auf 3 m Tiefe erschlossene hellere Partie, in welcher Gerölle der bunten Nagelfluh vorherrschen. In der Grube lagen erratische Blöcke von bis 1,5 m Durchmesser herum. Dem Schotter des Wiggertales liegt hier offenbar derjenige des Hürnbachübergangskegels auf. Da dessen Oberfläche mit einem 1—2 m hohen Steilbord gegen die Alluvionssohle des Wiggertales abfällt, so kann seit dem Rückzug der Gletscher an dieser Stelle keine Erhöhung der Talsohle stattgefunden haben.

Die Endmoräne westlich vom ehemaligen Wauwilersee zwischen Egolzwil und Ettiswil weist einen 10—15 m hohen Steilrand gegen die Wigger und gegen die Roth auf; der glaziale Übergangskegel ist hier durch Erosion zerstört.

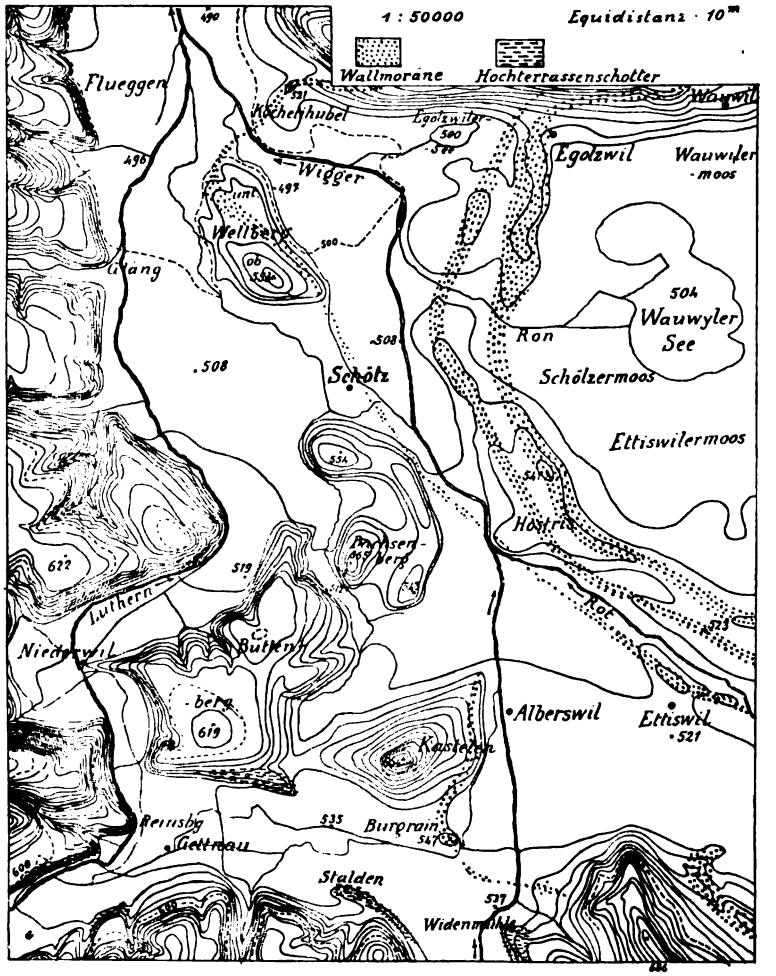
Die eigentümliche Terraingestaltung der Gegend von Schötz[1]).

Hier ragen aus der weiten Alluvionsebene drei isolierte Molassehügel hervor: Der Wellberg nördlich Schötz erhebt sich mit 553 m 53 m über die Talsohle (500 m); der Dachsenberg südlich Schötz steigt mit dem höchsten seiner vier Gipfel (565 m) 55 m über die Ebene (510 m); der mächtige Doppelhügel von Buttenberg (619 m) und Kastelen (654 m), am weitesten südwärts gelegen überragt seine nächste Umgebung (530 m) um 89 m bezw. 124 m. Die Hügelgruppe zeigt im Grundriss die Form eines Dreiecks, dessen Basis gegen S, dessen Spitze gegen N gewendet ist und dacht sich als ganzes gegen die letztere ab. Im E fällt sie zur Ebene der Wigger, im W zum Tal der Luthern ab und im S wird sie begrenzt durch die breite Talsohle von Gettnau—Stalden, welche auf 2 km Länge ein gegen E gerichtetes Gefälle von 14 m aufweist. Zwischen Dachsenberg und Buttenberg verläuft von Alberswil gegen die Luthern das enge Tälchen des Moosbaches mit einem Gefälle von etwa 10 m. Zwischen Wellberg und Dachsenberg stellt die fast vollkommen ebene Wiesenfläche von Schötz eine weite, offene Verbindung zwischen dem Wigger- und dem Lutherntale her. Denken wir uns noch die das Westende des Wauwilersees umschliessenden Endmoränen beseitigt, so präsentiert sich uns hier die ausgedehnteste Niederung im Gebiete der Molassetäler zwischen Emme und Reuss. Die Nähe der Endmoränen deutet darauf hin, dass an der Entstehung dieser Verhältnisse die Vergletscherung wesentlichen Anteil genommen hat. Die Strasse von Nebikon nach Egolzwil durchschneidet auf ihrer ganzen Erstreckung diluviale Ablagerungen, die hier eine Art hügeliger Terrasse bilden. Im Gründenfeld, etwa 500 m südlich von Nebikon entblösst ein Einschnitt bis zu ca. 2 m Tiefe echten Moränenschutt, bestehend aus Lehm mit eckigen und runden Geschieben von bis 1 m Durchmesser, worunter sehr viel gekritzte und geglättete Kalksteine. Nach langem Suchen fanden sich zwei Geschiebe aus Taviglianazsandstein. Das Material ist nicht

[1]) Dazu eine Karte im Text p. 80 und Profile 13, 14 a, b auf Tafel III.

stärker verwittert als in den nahen wohlerhaltenen Moränen der letzten Eiszeit; finden sich doch schön blaue Kalke schon 20 cm tief unter der Oberfläche. Auf den Äckern liegen überall erratische Trümmer herum, darunter grössere Blöcke z. T. von Protogin. Vom Egolzwilerberg senkt sich ein wohlausgeprägter Moränenwall mit grossen eckigen

Die Molasse-Zeugenlandschaft von Schötz.



Blöcken (Nummulitenkalk von 1,5 m Durchmesser, eocäne Kalke) nach W, wo er in dem Vorsprung des Galgenhölzli und Köchelihubel nach S umbiegend, sein Ende findet. Darin Geschiebe von Taviglianazsandstein und ein solches aus grünem Windgellenporphyr. Am „Untern Wellberg" findet man am westlichen Abhang im Niveau der Strasse eine

ca. 10 m hohe Grube in sogen. „Lettgrien", einem schichtungslosen Gemenge zumeist geschliffener und geschrammter Geschiebe mit Lehm. Scharfkantige Trümmer und grosse Blöcke sind nicht häufig; immerhin fand sich u. a. ein eckiger Schrattenkalkblock von 1,2 m grösstem Durchmesser. Alpine Kalksteine bilden den Hauptbestand, daneben Gerölle der miocänen Nagelfluh, einzelne Taviglianazsandsteine, wenig stark verwitterte Protogine und Molassesandstein. Ähnlicher Schutt bedeckt dem Anschein nach die ganze nördliche Abdachung des Untern Wellberg und kommt auch an der SE-Ecke des Oberwellberg vor. Ferner findet sich nach Kaufmann[1]) an der Südseite des Dachsenberg bei Schötz Glazialschutt von der Art desjenigen von Ettiswil, Sursee etc., meist eckig, aber auch gekritzt und geglättet. Der Boden der Allmend westlich Alberswil, sowie der östliche und südöstliche Abhang von Kastelen sind mit diluvialen Ablagerungen bedeckt. Am östlichen Fusse des moränenwallartigen Hügels der St. Blasius-Kapelle (547 m) lässt ein Anriss sandig-mergelige Grundmoräne mit viel polierten und geschrammten dunkeln Kalken und Sandsteinbrocken, auf anstehender Molasse auflagernd, erkennen. Ungeschichtetes Erratikum findet sich auch höher oben auf Kastelen und nach Kaufmann ebenso auf dem Buttenberg nördlich Gettnau, wo auf dem Rücken und an der Ostseite Gesteine vom Gotthard, an der Westseite aber ein Walliserblock beobachtet wurden. Die Brestenegg und der Wellenberg (723 m) südlich von Ettiswil sind ganz von Moränen bedeckt, die sich an ersterem Orte bis an den Bergfuss erstrecken. Links der Roth erheben sich bei Ettiswil zwei isolierte Moränenhügel, die wohl durch nachträgliche Erosionen aus ihrem ursprünglichen Zusammenhange gelöst worden sind. Auch die Endmoränen nördlich von Grosswangen deuten durch ihre Zerstückelung auf intensive Wasserwirkung hin.

Der Boden der Talebene ist meines Wissens nur an zwei Stellen etwas tiefer entblösst, östlich von Gettnau und nördlich von Schötz. Die grosse Lehmgrube der Backsteinfabrik Gettnau zeigt von oben nach unten folgendes Profil:

0,35 m schwarze Humuserde,

1,4 m blaugrauer Lehm, von braunen Pflanzenwurzeln durchsetzt,

3.5 m blaugrauer Lehm, ohne Geschiebe, durchzogen von einzelnen 0,05—0,1 m dicken schwarzen Torfschichten.

Durch den Boden der tiefsten Grube dringt Grundwasser in Form von starken Auftriebquellen empor, es dürfte also wohl unter dem undurchlässigen Lehm eine wasserführende Kiesschicht sich finden.

Die Ebene, welche sich nordwestlich Schötz gegen die Luthern ausbreitet, besteht — nach einem Aufschluss — ebenfalls bis zu mindestens 2 m Tiefe aus feinsandigem Ton. Versumpfte Strecken deuten noch andernorts auf das Vorhandensein einer undurchlässigen Lehmschicht hin. Dagegen findet sich im Lutherntal Kies bis nahe an die

[1]) Beitr. L. XI. p. 386/87.

Oberfläche. Die oberste Tonschicht ist überall alluvialer Natur, darunter liegt Schotter der letzten Eiszeit, meist vom Grundwasser durchtränkt.

Überblicken wir die oben beschriebenen Moränen der Gegend von Schötz in ihrer Gesamtheit, so finden wir ausserhalb der gut erhaltenen Endmoräne von Hostris, die bogenförmig den ehemaligen Wauwilersee umgürtet und bisher allgemein als die äusserste Gletschergrenze der letzten Eiszeit angesehen wird, noch eine Reihe unzusammenhängender diluvialer Ablagerungen von gleichem Charakter. Auf Grund ihrer Zusammensetzung, ihrer Situation und ihres Erhaltungszustandes bin ich zu der Ansicht gelangt, dass wir es mit den Resten der äussersten Endmoräne der letzten Eiszeit zu tun haben. Zur Zeit des höchsten Eisstandes stiess ein linker Seitenlappen des Suhrentalarmes des Reuss-Aargletschers von Sursee aus gegen WNW bis über Schötz hinaus vor, wo sein Rand durch die fraglichen äussersten Moränenüberbleibsel markiert erscheint. Der gegenwärtige Durchpass der Wigger von Alberswil bis Nebikon, östlich an der Gruppe der isolierten Molassehügel vorbei wurde so durch das Eis verbarrikadiert, dass die von Willisau und Zell herkommenden starken Gewässer gänzlich nach links (W) gedrängt wurden. Es stand ihnen nur der Weg durch die Talung südlich Kastelen gegen Gettnau und von da durch das heute von der Luthern durchflossene Tal von Niederwil offen. Das Talstück Stalden-Gettnau war als Unterlauf der Luthern schon vor der letzten Eiszeit angelegt, wie aus dem Vorkommen älterer glazialer Ablagerungen im Niveau seiner Sohle hervorgeht. Im heutigen Lutherntal von Gettnau über Niederwil fehlt ungeschichteter Glazialschutt. Dies, sowie die geringe Breite und die steilen Seitengehänge deuten auf ein jugendliches Alter hin. Zwischen dem Gletscherrande bei Alberswil-Ettiswil und Gettnau stauten sich die Wasser zeitweise zu einem See, der seinen Abfluss über den niedrigsten Punkt der Umrandung in der Richtung des heutigen Luthernlaufes fand. So wurde die Hügelgruppe als ganzes isoliert. Der Dachsenberg wird vom Buttenberg durch das enge Tälchen des Moosbaches (Lüdental) geschieden, durch welches eine offene Kommunikation zwischen den Tälern der Wigger im E und der Luthern im W hergestellt wird. Seine Auswaschung dürfte wesentlich auf Schmelzwasser des Gletschers zurückzuführen sein, welches über die Wasserscheide in das eisfreie Gebiet abfloss.

Als sich die breite Gletscherzunge allmählich nach E zurückzog, wurde zunächst das Gebiet zwischen Alberswil und Schötz eisfrei, sodass bis zu letzterem Orte die Wigger mit ihren Zuflüssen und mit den Schmelzwassern des Gletscherarmes von Grosswangen vereinigt wieder ihren alten Lauf nehmen konnte. Von Schötz aber musste sie sich neuerdings westwärts gegen die Luthern wenden, weil der Gletscher oder vielleicht dessen Aufschüttungen den Ausgang östlich vom Wellberg (nördlich Schötz) noch immer blockierten. So entstand die Kommissur westlich Schötz zwischen Wellberg und Dachsenberg. Erst später fand der Fluss auch nördlich von Schötz seinen derzeitigen Weg wieder und es konnten sich — wohl unter mannigfachen Verschiebungen der Flussbetten — nach und nach die bestehenden Verhältnisse ausgestalten.

Einen sehr tiefgreifenden Einfluss auf die Ausbildung der eigenartigen Tal- und Hügellandschaft von Schötz hat jedenfalls der **glaziale Lauf der kleinen Emme** [Tafel III. Pr 13 u. t. A. Bl. 184, 198, 199] ausgeübt. Er wurde schon an anderer Stelle (p. 78) darauf hingewiesen, dass der Taltorso Wolhusen-Willisau die Westgrenze der Verbreitung der Moränen der letzten Eiszeit bezeichnet. In der Staldenmatt nördlich Menznau schliesst z. B. eine grosse Grube am Fusse der östlichen Talflanke echte Moräne mit frischen eckigen, gerundeten, polierten und geschrammten Geschieben auf, worunter Kalksteine am häufigsten, krystalline Gesteinsarten der Alpen selten sind. In den obern Partien verrät sich in der Lagerung deutlich Wasserwirkung. Man hat es hier offenbar mit Endmoräne zu tun, die am äussersten westlichen Rande des Gletschers der letzten Eiszeit deponiert wurde. Zwischen Menznau und Wolhusen begegnet man an diversen Orten des östlichen Abhanges, so besonders in der Nähe des kleinen Tutensees, solchen Moränen. Sie finden sich auch bei Wertenstein östlich Wolhusen im Tal der kleinen Emme selbst und in Gestalt wohldefinierter Endmoränenwälle im Seitentälchen des Bilbaches, der von Ruswil her in eigentümlichem Bogen sich gegen die Emme wendet. Zwischen Malters und Schachen liegen im Tal der kleinen Emme, besonders rechts vom Flusse, ansehnliche glaziale Schuttmassen; einzelne erratische Blöcke trifft man bis ins Niveau der Talsohle. Daraus folgt, dass die genannten Täler — nämlich der Torso Wolhusen-Willisau, das Tal der kleinen Emme bergwärts mindestens bis Wertenstein, sowie das Seitental des Bilbaches — schon vor dem Ende der letzten Vergletscherung bis zur heutigen Tiefe angelegt waren. Da sowohl auf der Sohle als auch am linken, westlichen Gehänge des toten Tales Wolhusen-Willisau erratische Bildungen fehlen, so dürfte das Eis während der letzten Vorstossperiode diese westliche Grenze nicht überschritten haben. Der diluviale Reussgletscher verrammelte, talaufwärts bis gegen Wertenstein sich schiebend, der kleinen Emme den Weg in der Richtung ihres heutigen Tales gegen Malters-Emmenbrücke, sodass sie ihren Lauf durch die erwähnte Rinne von Wolhusen über Menznau und Willisau gegen die Wigger nehmen musste. Der Taleinschnitt im anstehenden Molassefels ist beträchtlich tiefer, als es nach der heutigen Oberflächengestaltung den Anschein hat; denn zwischen Wolhusen und dem Tutensee trifft man heute nur Lehm und etwas Kies in der Talsohle. Das Plateau vom „Berg" nördlich Wolhusen, auf welchem das Armenhaus steht, baut sich ganz aus Kies auf. Eine 1895 während des Bahnbaus eröffnete Grube an seinem E-Abfall zeigte ein ca. 20 m hohes Profil von horizontal geschichtetem Kies, der stellenweise zu einer lückenhaften Nagelfluh verkittet ist. Das Material besteht zum grössten Teil aus Rollsteinen der bunten Nagelfluh, festen Sandsteinen der subalpinen Molasse und alpinen Kalksteinen; dagegen fehlen Zentralmassivgesteine, sowie die andern charakteristischen Felsarten des Reuss-Aargletscher-erratikums. Die Gerölle, im Durchschnitt eigross, erreichen höchstens 35 cm Durchmesser und sind ausnahmslos gut gerundet, was auf einen längeren Flusstransport schliessen lässt. Die oberflächliche Bräunung des Kieses reicht stellenweise bis in 2 m Tiefe. — Nördlich Wolhusen, auf dem linken Ufer des Wiggernbaches, beim sogen. Schlössli, der

Terrasse von Berg gegenüber sieht man zu beiden Seiten des Fussweges die gleiche Kiesbildung in Form einer ziemlich festen diluvialen Nagelfluh anstehen. Sie ist lückenhaft verkittet, Quetschungserscheinungen konnten nicht beobachtet werden. Die Oberfläche der Kiesbildung reicht bis 604 m, der tiefste Aufschluss bis zu ca. 575 m, ohne dass indes das Liegende entblösst wäre. Da der Schotter überall horizontale Schichtung aufweist, so kann er nur von fliessendem Wasser abgesetzt worden sein. Das setzt aber voraus, dass die Talfurche Wolhusen-Willisau durchwegs bis zu mindestens 575 m Meerhöhe erodiert gewesen ist. In diesem Falle ergibt sich die Mächtigkeit der diluvialen und alluvialen Anschwemmungen in der Gegend der heutigen Talwasserscheide (616 m) zu mindestens 41 m und es liegt der fernere Schluss nahe, dass auch in der Gegend von Willisau-Schötz der Talboden vor der letzten Eiszeit bedeutend tiefer gelegen habe als heute.

Beim Weiler Unterschlechten, etwas weiter nordwestlich, mündet aus W bezw. SW das Tal des Wiggernbaches in die Talung aus. Er hat sich ca. 20 m tief eingeschnitten und so das Plateau von Berg von seiner ehemaligen nördlichen Fortsetzung als Terrasse abgetrennt. Als das Eis den Talweg gegen die Reuss wieder freigab, verliess die kleine Emme ihre glaziale Rinne; diese wurde zum Torso. Der Wiggernbach überschüttete bei Unterschlechten dessen Kiessohle mit einem mächtigen Schuttkegel. Indessen schnitt sich die nahe kleine Emme bei Wolhusen in ihre glazialen Ablagerungen ein, wobei sie an der Stelle des scharfen Knies besonders ihr linkes Ufer stark angriff. Der Schuttkegel des in kaum 1 km Entfernung in den Torso mündenden Wiggernbaches wurde endlich so hoch, dass der Bach gegen Wolhusen nach der Emme abfliessen konnte, womit seine vollständige Ablenkung besiegelt war. Die schwache Neigung des von seinem Hauptflusse verlassenen Talbodens Wolhusen-Willisau veranlasste auch die zahlreichen kleinen Seitenbäche im Torso vor ihrer Mündung Schuttkegel aufzuschütten. Einer derselben hat im obersten Talstück das seichte Tutenseelein gestaut, andere haben eine partielle Versumpfung des Talbodens zur Folge gehabt, sodass die aus all den kleinen Rinnsalen sich bildende Seewag nur mit Hülfe künstlicher Eindämmung sich fortzubewegen im stande ist. Dieses geringe Gefälle kann ein Gewässer von der Bedeutung der Seewag oder des Wiggernbaches niemals erzeugt haben. Zum Vergleich sei erwähnt, dass die kleine Emme von der Mündung der Fontanne abwärts bis nach Oberlengnau ein mittleres Gefälle von 8,4 ‰ aufweist, während dem Torso von der Wasserscheide bis zur Mündung bei Willisau nur ein solches von 6,6 ‰ zukommt.

Im Entlibuch oberhalb Wolhusen trifft man, besonders deutlich nördlich vom Dorfe Entlibuch am rechten Talgehänge eine Akkumulationsterrasse ausgebildet, vielleicht eine Schotterbildung der Entlibuchgletscher. Die Terrasse beginnt an der Mündung der Entlen bei Entlibuch, das in ca. 720 m auf der Terrassenfläche liegt, setzt, von zahlreichen Wildbachschluchten durchschnitten, über Graben, Furren und Ebnet (710–720 m) nach N fort [Tafel I. Pr 4 a] und erscheint auch auf der linken Talseite östlich

Doppleschwand, wo sie die Ebene von Grund bildet. An manchen Stellen, wie z. B. bei Ebnet ist ihre Oberfläche fast vollkommen flach, an andern dagegen ist sie durch Erosion und Denudation stark mitgenommen worden. Auffallend ist ihre im allgemeinen geringe Neigung in der Flussrichtung. Oberflächlich trifft man in den wenigen kleinen Aufschlüssen meist eine mehr oder minder mächtige Lage von Lehm, darunter scheint Kies zu liegen. Im Salzloch nördlich Ebnet sieht man in einer kleinen ca. 5 m hohen Kiesgrube an der Landstrasse wechselnde Lagen von horizontal geschichtetem Sand und Kies, dessen Material ausschliesslich den tertiären und kretazischen Gesteinsarten des Entlibuch angehört. Die Gerölle sind bis faustgross und gut gerundet; indes fand sich in der Grube auch ein gerundeter Block aus feinkörniger bunter Nagelfluh von über 1 m Durchmesser, sowie ein kantenrundes etwa 0,4 m haltendes Geschiebe aus Schrattenkalk mit einer geschrammten Fläche.

Da die Kiesbildung nordwärts an der nach Höhenlage und Verwitterungszustand der grossen Eiszeit angehörenden Wallmoräne von Gross-Siten südöstlich Wolhusen abzusetzen scheint, so ist man geneigt, einen ursächlichen Zusammenhang anzunehmen. Beachtung verdient die Tatsache, dass der Kies meist nicht bis an die heutige Talsohle herabreicht, sondern fast überall am Fuss der Gehänge des Engtales Molasse ansteht.

B. Das Rhonegletschergebiet.

Die Täler westlich von der Wigger bis zur grossen Emme, sowie die Napftäler im engern Sinne wurden im Verlaufe der letzten Eiszeit von Gletschern nicht berührt; die Alluvion ihrer Sohlen war lediglich die Folge der Niederterrassenaufschüttung und daherigen Erhöhung des Haupttalbodens, in welchen sie ausmünden. Dagegen stiess die Zunge des mächtigen Rhonegletschers ein ansehnliches Stück weit durch das Aaretal in den westlichen Teil unseres Gebietes vor. Der äusserste Eisrand gegen das Molasseland während der letzten Eiszeit wird etwa bezeichnet durch eine Linie: Bannwil—nordwestlich Herzogenbuchsee—Seeberg—Alchenstorf—Burgdorf—Bern. Zur Zeit des maximalen Eisstandes wurde die rechte Flanke des Rhonegletschers durch den Aargletscher gebildet[1]). Am Jurarande staute sich die Eisflut, gegen das sanfte Gehügel des Mittellandes konnte sie sich ziemlich unbehindert ausbreiten. An den mächtigen Endmoränenbogen von Wangen schliessen sich nach aussen hin ausgedehnte fluvioglaziale Ablagerungen an, die sich in drei verschiedene Talzüge eingelagert finden:

1. Im Dünnerntal (Gäu), welches an den Endmoränen von Wangen beginnend über Önsingen nach Olten zieht, sind die Ablagerungen von seitherigen Erosionen beinahe ganz verschont und daher nahezu mit ihrer ursprünglichen Oberflächengestaltung erhalten geblieben.

2. Im heutigen Aaretal, wo die Schotter von dem Flusse im Laufe der Zeit zu einem grossen Teil wieder fortgeschwemmt worden sind.

[1]) Vergl. A. Baltzer. Der diluviale Aargletscher p. 134.

3. Im untern Langetental von W Langental bis gegen Winau-Ägerten, wo das Tal gegen den Hauptfluss ausmündet.

Es mag auffallen, dass das Niveau der Schotteroberfläche in den genannten drei Talungen in der unmittelbaren Nähe der Endmoränen ziemlich erheblich differiert. Bei Önsingen beträgt es für den Talboden des Gäu 463 m; die Terrasse von Aarwangen liegt in 435 m, die Ebene von Langental in etwa 468 m Meerhöhe. Am Ausgang der letzteren erhebt sich das Kiesplateau von Ägerten in unmittelbarer Nähe der Aare; seine vollkommen ebene Terrassenfläche hält den Horizont von 452 m inne (Aare 406 m). Offenbar liegt hier ein Rest der ursprünglichen Akkumulationsoberfläche vor. Wenn aber die Aufschüttung am Ausgang des Langetentales bis 452 m reichte, so beweist das, dass auch die glaziale Aare einmal in dieser Höhe geflossen sein muss und dass die talaufwärts gelegenen tieferen Terrassen z. B. von Aarwangen-Schwarzhüsern erst später beim erneuten Einschneiden des Flusses modelliert worden sind. Während die beiden fluvioglazialen Felder des Gäu und des Aaretales ausschliesslich und direkt an den Endmoränen des Rhonegletschers einsetzen, repräsentiert die Kiesfläche von Langental-Roggwil zunächst äusserlich die Fortsetzung derjenigen des breiten untern Langetentales, in welches von SW her der beinahe gefällslose, sumpfige Boden der eigentümlichen Talung von Bollodingen-Thörigen-Bleienbach vollkommen eben ausgeht. Nur im W von Langental lehnt sich das Schotterfeld mit zunehmender Neigung an die Moränenwälle westlich Bützberg an. Damit steht die schon von Kaufmann gemachte Beobachtung im Einklang, wonach die Kieslagen der Gegend von Langental vorwiegend aus Geröllen der polygenen Nagelfluh der Emmentäler bestehen, in der Nähe der Aare und noch mehr im Dünnerntal dagegen die charakteristischen Gesteinsarten des Rhonegletschers häufiger sind. Ein kleiner Teil der Geschiebe aus bunter Nagelfluh mag durch die Langeten aus dem Napfgebirge her transportiert worden sein. Der Aargletscher verfrachtete solche Gerölle aus der Gegend nördlich Thun als rechter Zufluss des Rhonegletschers hieher.

Ein glazialer Emmelauf [T. A. Bl. 143, 129, 178]

aber brachte die Hauptmenge. Die vorhin erwähnte tote Talung von Thörigen-Bleienbach, die sich südwestlich Langental in die Kiessohle öffnet, lässt sich nämlich in südwestlicher Richtung über Bollodingen (südlich Herzogenbuchsee) und der Bahnlinie entlang über Riedwil-Wynigen bis nach Burgdorf verfolgen, wo sie ins Emmental ausgeht. Zwar besitzt die Sohle dieses Talzuges heute kein durchgehend gleichsinniges Gefälle; er setzt sich vielmehr zusammen aus einer ganzen Anzahl nicht mehr zusammengehörender Bachläufe und Sumpfstrecken. Wie aus der folgenden Zusammenstellung hervorgeht, sind indessen die Höhendifferenzen relativ gering.

Sommerhaus nordöstlich Burgdorf	567 m
*Grafenschüren „ „	538 m
Stockacker	ca. 545 m

*Bickigen	538 m	
*Westlich Wynigen	525 m	
Nördlich Wynigen	534 m	Schuttkegel des Wynigenbaches.
*Walacheren	510 m	
Riedwil	500 m	
*Bollodingen	479 m	Die Önz fliesst nach N ab.
Bleienbach	483 m	
Langental	486 m	

An den mit * bezeichneten Stellen finden sich Ausgänge, durch die heute der tote Tallauf nach N entwässert wird.

Sieht man von diesen Stellen ab, so ergibt sich für den ganzen Talzug Burgdorf-Bollodingen ein gleichsinniges absolutes Gefälle von 567 — 479 = 88 m auf eine Strecke von ungefähr 13 km und nur das letzte 6,5 km lange Stück Bollodingen-Langental zeigt ein ganz schwaches Gegengefälle von 486 — 479 = 7 m. Der beschriebene Tallauf stellt eine dem äussern SE-Rande des letzten Rhonegletschers parallele Kommunikationsrinne zwischen dem Emmental bei Burgdorf und dem Ausgang des Langetentales vor. Die Randmoränen ziehen ganz nahe der linken Seite der Rinne entlang, während rechts davon Erratikum nur zerstreut vorkommt. Von SE münden verschiedene kleinere Täler in die Furche aus, so der Känerechgraben bei Bickigen und bei Wynigen der Wynigergraben, die beide, das Tal durchquerend, sich nach NW wenden. Von Wynigen bis Bollodingen wird das Tal von der Önz durchflossen, welche dann ebenfalls einen weiten nördlichen Ausgang gegen die Aare findet. Neben diesen Nordausgängen, welche die direkte Fortsetzung von Tälern bilden[1]) und die Entwässerung der Rinne besorgen, erscheinen auch einige andere Einschnitte in dem sie links begleitenden Hügelzug, so über Grasswil und von Hermiswil gegen Seeberg, deren Talwasserscheiden sich nur um wenige Meter über das Niveau des alten Talbodens erheben. Der südwestliche Eingang des alten Tales bei Burgdorf liegt mit 567 m nur 30 m über dem dortigen Emmenbett (537 m) und weist uns auf die Verhältnisse des Emmentales (Tafel I. Pr. 5) bei Burgdorf hin. Hier wo es in die weite Niederung des bernischen Mittellandes ausgeht, legt sich quer vor die Mündung eine mächtige Moränenbarrière. Die geschiebereiche Emme, schon während des allmählichen Anwachsens der Eisflut in ihrem Unterlaufe gestaut und zu ausgiebiger Akkumulation veranlasst, wurde schliesslich vollständig abgedämmt. Verschiedene Anzeichen lassen darauf schliessen, dass es wenigstens zeitweilig oberhalb Burgdorf zur Stauung eines seichten Sees gekommen ist.

Von der Vereinigungsstelle der Emme mit der Ilfis nordwestlich Langnau weg lässt sich talabwärts bis in die Gegend von Hasli-Kalchofen ein System von Kiesterrassen verfolgen. Im Tal der Ilfis und zwischen Langnau und Signau sieht man

[1]) Dazu wären auch die Furchen des Quellbaches der Ösch bei Grafenschüren und das fast gefällslose Tälchen des „Moos" zwischen Walacheren und Alchenstorf zu nennen.

übereinander zwei und drei Terrassenflächen, die mit mehr oder weniger gut ausgeprägten Stufen zu einander abfallen. Die Frage nach ihrer Zusammengehörigkeit muss ich mangels guter Aufschlüsse noch dahingestellt lassen. Sie sind am Ausgang der Seitentäler im allgemeinen am deutlichsten ausgebildet; manche, zumal die höheren, zeigen an ihren Abstürzen sonderbarerweise anstehende Molasse und Nagelfluh, während man nach der Konfiguration Schotter erwarten würde; andere wiederum lassen bald anstehenden Fels, bald Anschwemmungsprodukte zu Tage treten.

Terrassen an der Ilfis [T. A. Bl. 370 u. 371].

Links.	Flussniveau.	Rechts.
— — —	780 m	Unter-Beinbrechenebnet bei Station Wiggen, 830—820 m.
Kröschenbrunnen am Ausgang des Rütigrabens, ca. 800 m.	760 m	Diese Terrasse liegt vor dem Ausgang zweier Seitentälchen, welche tobelartig in sie eingeschnitten erscheinen. Eine grössere Kiesgrube der Bern-Luzernbahn erschliesst undeutlich horizontal geschichteten Schotter mit runden im Maximum 40 cm Durchmesser haltenden Geröllen aus Molassesandstein, Nagelfluh und Kalk.
	730 m	Unter-Schwand bei Trubschachen ca. 800 m im Winkel zwischen der Ilfis und dem von rechts einmündenden Trubbach ist eine sehr gut ausgeprägte Erosionsterrasse im anstehenden Fels, die sich auch weiter oben im Trubgraben angedeutet findet.
Blapbach westlich Trubschachen ca. 740 m.	725 m	
	715 m	Bäreggschür unterhalb Trubschachen 730 m
Altenei westl. Bärau, 720–730 m	700 m	Östl. Armenanstalt südl. Bärau 720—730 m
Furen westlich Bärau, 730 m	695 m	
	680 m	Gräbli 702 m, Lenghaus 697 m, östlich Langnau bis zur Bärau zu verfolgen, wo sich die Terrasse in den Golgraben hinein fortsetzt.
Obermattli (Niveau der Strasse Langnau-Signau) 675 m	655 m	

Ausser diesen tiefgelegenen Terrassen lassen sich im Tal der Ilfis noch eine ganze Anzahl wohlausgebildeter höherer Terrassen im anstehenden Fels erkennen. Es sei hier nur auf die ausgedehnten ebenen Flächen des Bäreggfeldes (760—780 m) und des Widerberges (740—760) am Ausgang des Golgrabens hingewiesen. Vor den Ausgängen der kleinen Seitengräben des Ilfistales nimmt man in der Regel alte Schuttkegel wahr, die vom wilden Hauptflusse in der Folge wieder angeschnitten worden sind. Sie weisen alle auf einen nur etwa 20—30 m über dem heutigen Flussniveau gelegenen alten Aufschüttungstalboden hin.

Die in folgender Übersicht namhaft gemachten Terrassen des Tales der Grossen Emme bilden die Fortsetzung des alten Aufschüttungstalbodens.

Terrassen an der Emme [T. A. Bl. 370, 368, 321, 145].

Links.	Flussniveau.	Rechts.
Nordöstlich Signau 690—700 m	675 m [1])	
	665 m	Furen östlich Schüpbach, 681 m
	655 m	Obermattli südlich von der Ilfismündung, 675 m
Fure westlich Emmenmatt, 670 m	650 m	
Lauperswil 658 m liegt auf einer sehr	638 m	
unebenen Terrasse, der die Schutt-	624 m	Harzer östlich Zollbrücke, 641 m
kegel von Seitenbächen aufgesetzt sind.	615 m	Ranflüh, durch aufgesetzte Schuttkegel uneben, 632 m
Rüderswilerfeld, 635 m	610 m	

Es scheint mir bemerkenswert, dass die Abfälle der beiden letztgenannten Terrassen von Ranflüh und Rüderswil an verschiedenen Punkten anstehende Molasse erkennen lassen, während sie anderswo in der ganzen Höhe aus Schotter bestehen. Die Erscheinung erklärt sich ungezwungen durch die Annahme, es habe der Fluss beim Wiedereinschneiden in den Aufschüttungsboden hier nicht immer den alten Lauf wiedergefunden. Auch kann ein im Akkumulationsstadium befindlicher verwilderter Fluss, wie das an der Emme selbst zu sehen, gleichzeitig sein Tal verbreitern, sodass eine und dieselbe Terrasse bald eine Erosionsfläche aus Fels, bald eine Aufschüttungsfläche aus Kies aufweist. Das Vorkommen von diluvialem Kies bis in das Niveau der heutigen Flussohle beweist, dass das Tal vor der letzten Eiszeit mindestens bis zur heutigen Tiefe ausgewaschen war.

Links.	Flussniveau.	Rechts.
Bruchbühlwald ca. 625 m	600 m	Wolfstiege nördlich Ramsei an der Mündung der Grünen (622 m) zeigt 8—10 m Terrassenkies auf anstehender Molasse.
Schürli südl. Station Goldbach 611 m	585 m	Bernei bei Lützelflüh 614 m

[1]) Schüpbachkanal.

Hier im Haldenacker (614 m) an der Strasse von Nieder-Goldbach nach Schafhausen sieht man in einer Grube horizontal geschichteten und gut gewaschenen Kies mit höchstens 30 cm haltenden grössten Geröllen. In Hinterfluh nördlich Nieder-Goldbach sind aus der Akkumulationsmasse zwei isolierte von SE nach NW gestreckte Hügelchen heraus modelliert.

Links.	Flussniveau.	Rechts.
Grossacker südlich Hasli, 592 m	570 m	Weingarten am Ausgang des Rüegsbach ca. 600 m

Hier hört die Flussterrasse mit ihrem regelmässig talauswärts gerichteten Gefälle auf. Dagegen findet sich auf der linken Talseite von Lueg bei Tschameri bis Schönenbühl nördlich der Kirche von Oberburg im Niveau von 590 - 600 m eine eigentümliche, durch Erosion und Rutschungen in ihrem Zusammenhang teilweise unterbrochene Gehängestufe ausgebildet, in welcher ich die dem Terrassenkies entsprechende Ablagerung des untern Tales vermute. Sie ist bei der Ziegelfabrik in Oberburgschachen durch eine Grube im Niveau der heutigen Talsohle und höher aufgeschlossen. Man sieht ungeschichteten gelben, braunen und graublauen Lehm mit Pflanzenresten und Schneckenschalen. Etwa 8 m über der Schwemmebene der Emme hat im obern Teil der Grube ein Rinnsal etwas Kies entblösst; er besteht aus gerundeten Geröllen von im Maximum 40 cm Durchmesser und wechsellagert in anscheinend horizontaler Schichtung mit Sand. Das Lehmlager soll sich bis an den obern Rand der Terrasse ausdehnen und der untere ungeschichtete Lehm dürfte durch Rutschung erst nachträglich aus dem obern geschichteten hervorgegangen sein.

Im Heimiswilertal, rechts von der Emme, begegnet man ähnlichen Verhältnissen. Südlich von der „Ziegelhütte" erschliesst in ungefähr 560 m Meerhöhe eine 6 m hohe Griengrube horizontal geschichteten gut gewaschenen Sand und Kies mit nicht über 20 cm grossen Geröllen. An der Strasse, die von der Ziegelhütte nach dem Weiler Ried hinauf führt, liegt in einer Meerhöhe von 570—580 m die Lehmgrube der Fabrik, die von oben nach unten folgende Zusammensetzung des Erdbodens aufweist:

0,8 m rotbraune lehmig-sandige Verwitterungsschicht.

1,2 m graugelber wenig plastischer Lehm.

2,0 m graugelber plastischer Lehm.

4,0 m dunkelgrauer sehr fetter Lehm, teils wagrecht teils schief geschichtet durch regelmässige und häufige Einlagerung dünnster Sandschichten.

1,2 m horizontal geschichteter Sand mit eingesprengten kleinen Geröllen, worunter ein sehr schön geschrammter und polierter Alpenkalk. Dieser geschiebeführende Sand scheint sich in die Tiefe fortzusetzen.

Auf dem Boden dieser Grube fand sich u. a. auch ein eckiger erratischer Block von etwa 40 cm grösstem Durchmesser aus grüngrauem, prachtvoll gefälteltem Gneiss.

Wie das Haupttal der Emme, so zeigen auch seine bedeutenderen Seitentäler wohlausgeprägte Schotterterrassen, die jenen im Haupttal im Niveau entsprechen oder,

wie bei der Grünen und beim Golgraben unmittelbar in sie übergehen. Am besten sind die Terrassen im Tal der Grünen ausgebildet; von Lützelflüh lassen sie sich in zusammenhängendem System bis weit in den Hornbachgraben hinauf verfolgen. In der nachstehenden Übersicht sollen dieselben von dem Talausgang aufwärtsgehend aufgezählt werden.

Terrassen an der Grünen und am Hornbach [T. A. Bl. 196].

Links.	Flussniveau.	Rechts.	
		Bernei, 614 m Grossacker, 635 m	Terrasse von
Stühligen bei Grünenmatt 650 m	630 m	Flühlenstalden, 651 m	Waldhaus.
Westl. Trachselwald 660—680 m	640—660 m		
	660—690 m	Plateau von Sumiswald 690–720 m	
Hänselberg östl. Sumiswald, 720 m	690 m		
Spital Sumiswald, 730 m			
Haslebach, 740 m	710 m	Terrassen fehlen auf dem rechten Ufer des Hornbaches.	
Fuhrenfeld, 750—770 m	720—740 m		
Port östlich Wasen, 790—800 m	760—770 m		

Die Terrasse setzt nun auf beiden Seiten aus. Im Hintergrunde des Hornbachgrabens, etwa von Unter-Hornbach an bergwärts, tritt auf dem rechten Ufer des Baches wiederum eine deutliche Schotterterrasse auf, deren Oberfläche sich aber nur ungefähr 10—15 m über das Bachbett erhebt. Ähnliche tiefgelegene Terrassenreste finden sich auch im Kurzeneigraben, der sich bei Wasen mit dem Hornbachgraben vereinigt.

Abgesehen von diesen letztgenannten Vorkommnissen zeigt das Steilbord der wohlausgeprägten linksseitigen Terrasse von Port östlich Wasen bis zum Spital von Sumiswald eigentümlicherweise nirgends Kies, sondern — soweit Entblössungen überhaupt vorhanden sind — einen Wechsel von miocänem Sandstein und lockerer Nagelfluh in meist unregelmässiger kurzer und schiefer Schichtung. Dagegen wird östlich dem Spital von Sumiswald in einer Grube Kies ausgebeutet. Am Abfall des ausgedehnten Sumiswalderplateaus gegen die Grünen ist an zwei Stellen (bei Vorderei und beim Schützenhaus) anstehende miocäne Nagelfluh und Sandstein in deutlichen Bänken zu beobachten; beim Schützenhaus reicht die Molasse sogar bis nahe an den obern Terrassenrand.

Die Terrasse von Trachselwald ist nördlich vom Dorfe im Kapelenstalden von der Grünen angeschnitten. Der Anriss zeigt von oben nach unten:

Stark verrutschte Verwitterungsschicht, im Maximum 1,2—1,5 m mächtig.

15 m diluvialer Kies und diluviale lückenhafte Nagelfluh, horizontal geschichtet, aus Geröllen der bunten miocänen Napfnagelfluh bestehend. Die grössten Geschiebe besitzen 0,4 m Durchmesser und entstammen dem Molassesandstein.

10 m blaugrauer Molassesandstein in horizontalen Lagen mit gegen W auskeilenden Bänken von miocäner Nagelfluh. Die Molasse lässt sich westwärts bis zum Steg über die Grünen als Liegendes des diluvialen Kieses verfolgen.

Die ausgedehnte Terrasse von Waldhaus-Lützelflüh weist an ihrem Abfall unterhalb Flühlenstalden nördlich Grünenmatt noch Molasse auf. Südlich vom Fussteig, der von der Hauptstrasse auf die Terrasse führt, sieht man am steilen Bord einzelne Köpfe von lückiger diluvialer Nagelfluh aus dem Waldboden hervorragen. In der grossen Griengrube am Waldrand oberhalb Grünenmatt besteht der ganze Terrassenabsturz aus diluvialem Kies, der zum Teil vermittels eines mergeligen Bindemittels zu einem lückenhaften Konglomerat verkittet ist. Die Geschiebe sind durchschnittlich faustgross, die grössten erreichen 40 cm Durchmesser und sind zumeist Molassesandsteine. Die Schichtung ist horizontal.

Der Terrassenabfall gegen die Emme besteht, wie der gegenüberliegende von Rüderswil, aus Molassesandstein. Im Kreuzweg, südlich Waldhaus, entblösst eine etwa 6 m tiefe Grube an der Strasse horizontal geschichteten Sand und Kies, oberflächlich auf 0,3—0,8 m braun verwittert. Der Aufbau der Steilborde bald aus Schotter, bald aus anstehender Molasse, muss auch hier auf Flussverschiebungen zurückgeführt werden.

Die grösseren Zuflüsse der Emme haben sich in ihre eiszeitlichen Aufschüttungen neue Täler eingeschnitten, deren Sohle flach in den Boden des Haupttales ausläuft. Kleinere haben sich durch die angehäuften Schuttkegel erst einen unvollkommenen Ausgang gebahnt und münden gleich dem untern Frittenbach und Alisbach bei Zollbrücke in steilen Tobeln ins Haupttal aus. Zahlreiche wasserarme Bäche endlich erreichen die Emme nicht, versickern vielmehr in die Schottermassen, auf deren Oberfläche sie sich ergiessen.

Das Talsystem der grossen Emme stand während der letzten Eiszeit unter dem Einfluss des grossen Aargletschers. Dieser drang von Thun über Bern hinaus vor, stieg am Südende des Längenberges, wie die dortigen Bergmoränen bekunden, bis zum Niveau von 1000 m[1]) an, und stand wahrscheinlich noch höher am Alpenausgange bei Thun. Nun sinkt aber die Wasserscheide zwischen Aare und Emme an mehreren Stellen unter diesen Horizont. Die Einsattelungen seien hier in der Richtung von S nach N der Reihe nach aufgezählt:

a) Zwischen Schwarzenegg an der Rothachen und Südern am Röthenbach 924 m.
b) Zwischen Diessbach und Röthenbach bei Linden, wo der Jasbach, ein linker Zufluss des Röthenbachs in einem Moor entspringt . . . . . 916 m.
c) Zwischen Zäziwil und Signau bei Oberhofen . . . . . 704 m.
d) Zwischen Worb und Walkringen bei Enggistein . . . . . 696 m.
e) Zwischen Sinneringen und Krauchtal bei Lindental, eventuell ausserdem . 632 m
zwischen Habstetten und Krauchtal . . . . . 694 m.

[1]) A. Baltzer. Der dil. Aargletscher p. 40.

An allen diesen Orten geht ein Seitental der Aare unmerklich in ein solches der Emme über, sodass Durchgangstalungen entstehen, die von Eisenbahnlinien und Strassen benützt werden. Durch alle drangen Eiszungen oder Schmelzwasserbäche des Aargletschers in die Emmentäler. Zwischen Schwarzenegg und Südern hat der Lindbach einen flachen Schuttkegel auf die wasserscheidende Ebene angeschwemmt. Nach Kaufmann[1]) gestaltet sich die Situation dort derart, „dass der Bach von diesem Schuttkegel her nicht nur in das Tal der Rothachen, sondern ganz leicht auch über die nach Südern führende Talsohle in den Röthenbach gelangen könnte. Diese Talsohle ist in der Tat gebildet durch die alten Anschwemmungen des Lindbaches", der offenbar erst in postglazialer Zeit den heutigen Lauf gefunden hat. Das Plateau von Schwarzenegg ist reich bedeckt von den Ablagerungen der letzten Eiszeit.

Das Moor, in dem der Jasbach bei Linden seinen Ursprung nimmt, verdankt seine Bildung der ungleichmässigen Anhäufung von Diluvialschutt.

Die Bahnlinie Bern-Luzern folgt von Münsingen über Zäziwil nach Signau einer zusammenhängenden Talung, deren Sohle nur an zwei Stellen von Moränen durchsetzt erscheint. Heute findet sich die ausgesprochene Talwasserscheide bei Oberhofen zwischen Zäziwil und Signau im Niveau von 704 m, gebildet durch den Schuttkegel des Dürrbaches. Östlich von Station Zäziwil wird das Tal fast in seiner ganzen Breite von einem Moränenwall durchquert, der sich an die südliche Talflanke anlegt und nur in der Nähe des nördlichen Gehänges auf eine kurze Strecke durchbrochen erscheint. Eine zweite Moränenbarrière legt sich westlich Konolfingen durch das Tal und weist so den Abfluss des grossen Mooses nach S. Durch diese Quermoränen und die jüngern Schuttkegel der Seitenbäche ist die Talung in flache Wannen zerlegt worden, in denen die Stagnation des Wassers zur Bildung von Torfmooren geführt hat.

Diluviale Ablagerungen sieht man auch weiter im E an diversen Stellen; Kaufmann[2]) erwähnt, dass er anno 1870 mitten in der ganz ebenen Talsohle zwischen dem Dorfe Signau und dem Gute Stallmatt (wohl Staldenmatt der topogr. Karte) habe Blöcke ausgraben sehen, die fast an der Oberfläche lagen: „ziemlich stark gerundete bis 9 dm grosse Stücke von Alpengranit und Gneiss, Talkquarzit, Quarzsandstein und Kalkstein." — In der Terrasse von Signau kommen neben Geschieben der bunten Nagelfluh viel typische Aargletschergesteine vor.

Der dritte offene Durchpass zwischen dem Aargletscherbecken und dem Emmengebiet findet sich bei Enggistein zwischen Worb und Walkringen im obern Teil des Biglenbachtales. Dessen Bach fliesst aus der Mulde von Arni zunächst auf diluvialem Terrain westwärts gegen Biglen und nimmt hier die Abflüsse des durch die Seitenmoränen des diluvialen Aargletschers bei Wyl gestauten Thalimooses auf. Dann wendet

[1]) Beitr. L. XXIV, p. 509.
[2]) l. c. p. 374.

er sich nach N und durchschneidet bei ziemlich grossem Gefälle Molasse bis gegen das Walkringermoos, wo er neuerdings diluviales und alluviales Gebiet betritt und nun nordostwärts gegen die grosse Emme läuft. Die Wasserscheide zwischen dieser und dem Aargebiet liegt im Enggisteinmoos, das z. T. durch den Biglenbach, z. T. durch einen nach W gegen Worb fliessenden Bach entwässert wird. Bei Enggistein durchbricht dieser den höchsten Seitenmoränenwall des Aargletschers. Das Gefäll des Biglenbaches beträgt von seinem Eintritt in das Wikartswilermoos (696 m) bis Bigental auf einer Strecke von 3 km nur 5,08 ‰, von hier bis zur Mündung in die Emme dagegen auf 6,5 km Länge 15,5 ‰.

Die Einsattelung von Lindental zwischen Sinneringen und dem Krauchtal stellt einen ziemlich tiefen Taleinschnitt östlich vom Bantiger vor. Eine sekundäre Rinne findet sich westlich von dieser Molasseerhebung im NE von Habstetten. Sowohl am einen als am andern Orte fehlt dem obersten Talstück heute der Bach, der es erodiert haben könnte. Baltzer[1]) reiht das Lindental unter die toten Täler ein und betrachtet es als ein Produkt oberflächlicher glazialer Schmelzwässer, deren Lauf lange Zeit durch die Eisoberfläche, nicht durch das Bodenrelief bedingt war. Die beiden Trockentäler vereinigen sich bei Krauchtal (585 m) und finden ihre Fortsetzung in dem serpentinenreichen Tale, welches bei Oberburg ausgeht. Angesichts des ganz unbedeutenden Bachlaufes wundert man sich nicht nur über die Breite der ebenen Sohle, sondern noch mehr über das ausserordentlich geringe Gefälle[2]) — 4,7 ‰ — dieses eigentümlichen Talzuges. Die Steilheit der Seitengehänge, deren zahlreiche Kahlrisse und schroffe Sandsteinwände eine im Landschaftsbilde des Molasselandes auffällige Erscheinung repräsentieren, deutet auf ein geringes Alter der talbildenden Erosion hin, mit der die nachbrechende Verwitterung nicht Schritt zu halten vermochte.

Die lokalen Vereisungen der Emmentäler.

F. Antenen[3]) nimmt an, es habe die Verfrachtung der unter dem Oberflächenniveau des letzten Aargletschers gelegenen glazialen Bildungen des Emmentales während der dritten Eiszeit (Würm-Eiszeit) stattgefunden. So kommt er zum Schlusse, dass der diluviale Aargletscher „ins Tal der grossen Emme eindrang" und „einen bedeutenden Zufluss im Emmengletscher" hatte, „dessen Anschluss bei Eggiwil erfolgte". Die Grösse der über die verschiedenen Lücken der Wasserscheide ins Emmental einrückenden Aargletscherlappen war bedingt einmal durch das Niveau der Eisoberfläche des Hauptgletschers im Talbecken zwischen Bern und Thun, sodann durch das der Einsattelungen. Wenn nun auch die Aargletscheroberfläche in der Gegend von Schwarzenegg und Linden während der letzten Eiszeit vielleicht etwas über 1000 m gestanden

[1]) Beitr. L. XXX. Der dil. Aargletscher p. 26.

[2]) Das Gefälle beträgt: Wasserscheide bei Lindental (632 m) bis Krauchtal (585 m) auf 2,9 km = 16,1 ‰; Wasserscheide bei Habstetten (694 m) bis Krauchtal (585 m) auf 5,3 km = 20,7 ‰, Krauchtal bis zur Mündung (548 m) auf 7,9 km = 4,7 ‰.

[3]) Die Vereisungen der Emmentäler. Dissert. Bern. 1901.

haben mag, so konnten angesichts des nicht unter 916 m sinkenden Niveaus der Durchpässe keine mächtigen Eisströme durch sie gegen das Emmental sich bewegen. Die Abtrennung einer bewegungslosen Aareismasse im Emmengebiet[1]) wäre offenbar nur denkbar unter Voraussetzung einer Zunahme der Eismächtigkeit von der Wasserscheide gegen das Emmental hin, wogegen jedoch das Längsprofil der betreffenden Täler spricht. Die Oberfläche des Hauptgletschers lag zweifellos stets beträchtlich höher als die Oberfläche der kleinen Eiszungen, die wie beim Reussgletscher rasch abfielen. Der grösste Teil der vorgeschobenen Erratika auch unter 1000 m im Gebiete von Eggiwil dürfte als eine Ablagerung der grossen Eiszeit zu betrachten sein. Der diluviale Rhonegletscher konnte bei seinem stärksten Anwachsen nur allmählich den schwächern Aargletscher soweit zur Seite drängen, dass dieser lediglich zum rechten Zuflusse des Hauptgletschers wurde, und erst beim allgemeinen Rückzuge seine Selbständigkeit zurückgewann. Während dieser Entwickelungsphasen beherrschte zeitweise Aargletschereis die Emmentäler und deponierte seine charakteristischen Geschiebe auf und neben solche des Rhonegletschers. Die Lokalmoräne auf dem Breitmoos südlich Eggiwil beweist nur die selbständige Entwickelung des Emmentalgletschers während der letzten Eiszeit, keineswegs jedoch — wie Antenen annimmt — einen selbständigen Vorstoss desselben am Ende dieser Periode.

Als Resultat ergibt sich für uns etwa das folgende Bild der Vergletscherung der Emmentäler während der letzten Eiszeit:

1. Im obersten Emmental hatte sich ein selbständiger Lokalgletscher ausgebildet, der seine äussersten Endmoränen südlich Eggiwil im Breitmoos aufwarf.

2. Aargletschereis überstieg zur Zeit des höchsten Standes die oben genannten Lücken der Wasserscheide zwischen dem Aaretal Bern-Thun und den linken Seitentälern der Emme. Eislappen drangen von Schwarzenegg und über Linden bis gegen Röthenbach in das Bereich der Emme vor; eine andere ansehnliche Gletscherzunge durch den tiefen Einschnitt gegen Zäziwil, wo eine wohldefinierte Endmoräne ihre ehemalige Grenze bezeichnet. Eis und Moränen des Aargletschers dämmten zwischen Biglen und Grosshöchstetten das ehedem zur Aare entwässerte Tal von Arni vollständig ab, stauten dessen Bach zu einem See, der bei Biglen über die niedrigste Stelle der Wasserscheide gegen N in das eisfreie Biglental abfloss, indem er sich durch die Molasse einen Talweg öffnete. Bei Enggistein östlich Worb verbarrikadierte, wie die dortige Moräne beweist, der Aargletscher ein gegen W gerichtetes Seitentälchen. Das grosse Torfmoor zwischen Enggistein und Walkringen ist der Überrest des Stausees, der auch den oben erwähnten Bach von Arni aufnahm. Den gestauten Gewässern blieb nur der Ausweg über die wohl ehemals zwischen Bigental und Walkringen befindliche Wasserscheide in ein Seitental der grossen Emme. So wurde ehemals der Aare zugehöriges Gebiet der

[1]) F. Antenen l. c. p. 21.

Emme tributär. Nördlich Sinneringen und vielleicht auch nordöstlich Habstetten sandte der Aargletscher Schmelzwasserbäche durch das Krauchtal gegen die Emme, der SE-Flanke des nahen Rhonegletschers entlang. Das geringe Gefälle der Talsohle zeigt, dass zeitweise recht ansehnliche Wassermengen auf diesem Wege zur Emme abflossen. Selbst ein Gletscherbach empfing diese also reichen Zuschuss an geschiebeführendem Schmelzwasser vom Rande des Aargletschers und überschwemmte ihre Talsohle mit fluvioglazialem Schotter. Indessen war aber der Rhonegletscher soweit gewachsen, dass er der wasser- und geröllreichen Emme endlich bei Burgdorf gänzlich den Weg verlegte. Oberhalb der Barrière bildete sich ein seichter Stausee; darin gelangten die geschichteten Ablagerungen von Sand und Lehm zum Absatz, deren Reste an der westlichen Talseite bei Oberburg, an der östlichen im Heimiswilertal sich finden (vergl. p. 90). Das obere Niveau der Terrassen zwischen Burgdorf und Hasle liegt übereinstimmend zwischen 590—600 m und dürfte dem höchsten Wasserstande des glazialen Stausees entsprechen[1]), der sich rasch mit Geschiebe auffüllte. Seinen Abfluss fand er durch den oben (p. 86) beschriebenen Talzug, der sich nordöstlich Burgdorf mit einer 567 m hohen Wasserscheide beginnend in der Richtung der heutigen Bahnlinie über Winigen-Riedwil gegen Bollodingen zieht und hier einerseits über Thörigen-Bleienbach gegen Langental, anderseits in der Richtung der Önz direkt gegen die Aare sich fortsetzt. Diese Talung ist keineswegs als ein einheitliches altes Tal, sondern vielmehr als die kombinierte glaziale Abflussrinne der durch den Rhonegletscher bei Burgdorf gestauten „Emme" aufzufassen. Sie setzt sich zusammen aus Talstücken der verschiedenen kleinen Bäche, welche zwischen Burgdorf und Langental in nördlicher und nordwestlicher Richtung die Abdachung des Molasseplateaus durchschneiden. Der rechten Flanke des stauenden Gletschers entlang fanden diese Gewässer, verstärkt durch Schmelzwasser, und vereinigt mit der glazialen Emme einen Abfluss in nordöstlicher Richtung über die niedrigsten Stellen der die einzelnen Tälchen trennenden Rücken. Dieser wasserreiche eiszeitliche Flusslauf schnitt sich durch diese hindurch, schüttete Vertiefungen mit Geschieben auf und schuf so einen mehr oder weniger einheitlichen Talzug, dessen linkes Gehänge zum Teil durch das Gletschereis und seine Ablagerungen gebildet wurde. Vorübergehend mag der glaziale Emmenlauf noch während der letzten Eiszeit sich durch den auffallend ebenen Talgrund von Thörigen-Bleienbach gegen Langental gewendet haben, im allgemeinen aber floss er von Bollodingen längs dem äussern Rande des Rhonegletschers ungefähr in der Richtung des heutigen Önzbaches direkt in die Aare oder aber über Herzogenbuchsee-Bützberg in das weite Tal der untern Langeten, dessen mächtige an Geschieben der Emmentäler reiche Schottermassen geradezu auf einen solchen Ursprung hindeuten. Beim etappenweisen Rückzuge des Rhonegletschers trat das glaziale Tal ausser Funktion. Die Emme und einzelne der Bäche schlugen den alten Weg neuerdings ein, da er ihnen ein grösseres

[1]) Das gekritzte Kalkgeschiebe und der kleine scharfkantige Block in der Heimiswiler Lehmgrube sind wohl auf Treibeistransport zurückzuführen.

Gefälle darbot. Die wasserarmen Bäche zerstörten durch ihre Alluvionen in der Folge das einheitliche Gefälle des glazialen Stromtales. Als eine Folge der diluvialen Abflussverhältnisse ist auch die Isolierung der zahlreichen Molassehügel auf der linken, nordwestlichen Seite des alten Tales Burgdorf—Herzogenbuchsee anzusehen.

Ihren alten Durchpass westlich von Burgdorf fand die Emme nach dem Gletscherrückzug nicht wieder. Schon während der Eiszeit hatte sie ihr Bett östlich Burgdorf zwischen dem Schlossfelsen und der Waldegg in die Molasse eingeschnitten; als dann das tiefer gelegene Gebiet nördlich Burgdorf eisfrei wurde, brach sich der Fluss zwischen Bahnhof und Felsenegg dorthin durch, infolgedessen der neue Lauf östlich Burgdorf fixiert wurde und sich rasch vertiefte. Dies jugendliche Alter erklärt die abnorm geringe Breite (nur ca. 250 m!) des Taleinschnittes zwischen den Molassefelsen des Schlosses und der Waldegg. Der eiszeitliche Emmelauf findet seine südwestliche Fortsetzung in dem früher besprochenen Krauchtal, durch welches offenbar bedeutende Schmelzwassermassen des rechten Gletscherrandes ihren Weg zur Emme fanden. Nun geht die Sohle dieses Tales bei Oberburg flach in die Alluvionsebene der Emme über und es entsteht die Frage, wie sich dieses Tal verhalten habe zu der Zeit, als der Rhonegletscher das Emmental bei Burgdorf verbarrikadierte. Zu beiden Seiten des Lutherbachgrabens südwestlich und bei Hinter-Rot westlich Oberburg sind im Niveau von 600—610 m Terrassen angedeutet, die möglicherweise mit denen im gleichen Horizont oberhalb Burgdorf im Haupttal in ursächlichem Zusammenhange stehen. Eine Stauung des Emmentales bis zu 600 m Höhe musste sich im Nebental bis über Krauchtal (585 m) hinauf geltend machen. Seine Auswaschung durch Schmelzwässer könnte somit nur beim Vorrücken und Schwinden der Gletscher stattgefunden haben.

Sobald die Emme den ehemaligen direkten Weg zur Aare wieder benutzen konnte, begann sie sich oberhalb Burgdorf in die angeschwemmten Schuttmassen einzuschneiden. Eine Zeitlang empfing sie noch Schmelzwasserzuflüsse vom Aargletscher her, dessen Ende beim Rückzug des Rhonegletschers noch bei Bern stationierte. Am längsten hielt dieser Zufluss an bei Zäziwil, wo ein bedeutender Gletscherlappen endete und sein Schmelzwasser gegen Signau zur Emme sandte. Beim Rückzug des Aargletschers blieb hinter der Moräne von Zäziwil ein seichter See an der Stelle des umfangreichen Konolfingermooses. Der Gletscherboden östlich von der Moräne besass so geringes Gefälle, dass die Anschwemmungen der Seitenbäche seine Sohle erhöhten. Der Dürrbach fand endlich seinen Weg durch den vorgebildeten Moränenschutt von Zäziwil gegen W, womit hier die Wasserscheide definitiv verlegt war.

Ältere glaziale Flussläufe im Gebiet der Emme.

Es ist wahrscheinlich, dass die Vorbereitung der oben erörterten Verhältnisse schon in den früheren Vergletscherungsperioden begann. Innerhalb gewisser Phasen der grossen Vergletscherung muss durch das vordringende Eis die Emme

bei Burgdorf abgedämmt und noch viel stärker an den NW-Rand des Molasseplateaus gedrängt worden sein als beim letzten Vorstoss. Damit sind vielleicht manche eigentümliche tote Tälchen in Verbindung zu bringen, die zwischen Langental und Suhr der NW-Abdachung des Molasseplateaus entlang laufen. So zieht sich ein solches sumpfiges Tälchen nördlich von Langental in nordöstlicher Richtung ca. 3 km weit gegen St. Urban im Tal der Roth. Die ganz flache Talwasserscheide (475 m) zwischen dieser und der Langeten erhebt sich nur 4 m über den Talboden der letzteren (471 m). Eine zweite ähnliche Verbindung besteht etwas weiter südwärts. Auch hier ist die Wasserscheide ein flaches Moos (Längmoos), dessen Niveau nur um 3—5 m über dem Talboden der Langeten liegt. Durch diese Rinnen mochten die gestauten Wasser der Emme und Langeten, samt einem reichen Zuschuss von Schmelzwasser, längs dem Rande des bis über Langental hinaus vorgerückten Rhonegletschers der grössten Eiszeit zeitweise ihren Weg in das noch eisfreie Rothtal gefunden haben. Vielleicht ist die erste Anlage des heutigen Aarelaufes von Aarwangen bis Aarburg so zu erklären; ebenso die Trockenfurche Oftringen—Safenwil—Kölliken [T. A. Bl. 166].

Als dann der Rhonegletscher mächtiger anwuchs, überfluteten seine Eismassen auch die glaziale Stromrinne der Emme zwischen Burgdorf und Langental, und die Gewässer der Emmentäler suchten sich einen andern Ausweg durch die tiefste Lücke in der Wasserscheide nach dem nächsten weiter gegen NE gelegenen, noch eisfreien Langetental. Die Andeutung eines solchen ältern diluvialen Ablaufes der durch den Gletscher hochgestauten Emme glaube ich in der Tat zu erkennen in Gestalt der eigentümlichen Talung, welcher die alte Bernstrasse von Sumiswald nach Huttwil folgt [T. A. Bl. 194 u. 196]. Sumiswald liegt ca. 700, die flache Wasserscheide im SE von Affoltern 745, Huttwil 650 m hoch. Wandert man von letzterem Orte talaufwärts, so fallen die Terrassen ins Auge, auf denen das Dorf Dürrenroth grösstenteils erbaut ist; in der Gegend von Unter-Waltrigen gehen sie in den hier sehr flachen und breiten sumpfigen Talboden der Roth über. Unmerklich ansteigend gelangt man durch die sanfte Mulde auf die Höhe der typischen Talwasserscheide, wo man plötzlich am rechten, ziemlich steilen Gehänge des von E kommenden Griesbachtales steht, durch welches sich die Strasse gegen Sumiswald hinabzieht. Das Gefäll des Rothbaches beträgt von der Wasserscheide bis Dürrenroth 65 m auf 5,7 km oder 11,4 ‰; der Talboden dagegen sinkt auf derselben Strecke nur um 45 m (Terrasse von Dürrenroth 700 m), d. h. 8,3 ‰. Das breite, gefällsarme Tal kann seine Entstehung unmöglich dem armseligen Bächlein allein verdanken, von dem es heute durchflossen wird. Nun findet man nördlich von Sumiswald, östlich vom Weiler Gammental an der Hauptstrasse eine grosse ca. 35 m hohe Kiesgrube. Die Gerölle entstammen vorzugsweise der miocänen Nagelfluh und Molasse, zum kleinen Teil der hellen alpinen Kreide; sie sind gut gerundet, besitzen im Maximum 30 cm Durchmesser, unten sind sie durchschnittlich eigross, oben werden sie allmählich gröber. Einzelne Skelette, sowie ausgelaugte Geschiebe sind zu bemerken. Stellenweise sieht man den Kies zu einer

lückenhaften diluvialen Nagelfluh verkittet. Die Bildung ist horizontal geschichtet; Sandlagen sind nicht ausgeschieden. In ca. 7 m Höhe über der Strassensohle (680 m) hat man einen „130 Schritt langen" Stollen bergwärts getrieben, ohne die Molasse zu erreichen. Das ganze Plateau von Engelberg—Mattstall zeigt an seinem bewaldeten W-Abhang Kies, der hie und da durch kleine Bacheinschnitte und Schürfungen entblösst ist; die Kiesbildung ist an der Strasse sichtbar bis in ein Niveau von 730—735 m. Nach Aussage der Anwohner besteht auch das Steilbord der Terrasse an der W-Seite des Griesbachtales aus Grien.

Sollte diese Ablagerung, wie ich vermute, von einem alten eiszeitlichen Lauf der Emme herrühren, so wäre dessen Fortsetzung in der Richtung Huttwil—Zell—Gettnau und durch das Tal der Wigger zu suchen, worauf die trockene Bifurkation von Huttwil sowie die dortigen Ablagerungen hindeuten [T. A. Bl. 181].

Einem Analogon zu der durch den Rhonegletscher bewirkten zeitweisen Abdämmung und Ablenkung der Emme bis Burgdorf begegnen wir in der Beeinflussung der Thur durch den Rheingletscher am Ausgang des Toggenburg bei Wil.

C. Veränderung von Wasserscheiden und Talbildung durch glaziales Schmelzwasser.

Manche eigentümlichen Erscheinungen der Oberflächengestaltung, die uns im heutigen Zusammenhang unverständlich sind, finden ihre Erklärung in den Abflussverhältnissen der Eiszeit[1]). Wo Schmelzwasser, sei es direkt oder unter Vermittlung eines glazialen Stausees die Wasserscheide überschritt, waren bei dem grossen Gefälle die Bedingungen zu einer Erniedrigung derselben gegeben, und es kam — oft unter direkter Mitwirkung des Gletschers — zur Bildung eines Durchgangstales mit einer Talwasserscheide oder es wurde mindestens die Wasserscheide gegen das vergletscherte Tal hin verschoben.

Es seien im folgenden einige Fälle solcher Verschiebungen aus dem Bereiche des Reussgletschers angeführt.

1. Dättwil—Baden [T. A. Bl. 39]. Dieses von der ehemaligen Nationalbahn benützte Tälchen beginnt — zunächst als Trockenrinne — zwischen Dättwil und Fislisbach am Aussenrande der Reussgletschermoränen. Seine gefällsarme Sohle besteht nach Mühlberg aus diluvialem Kies, der offenbar nur während der letzten oder vorletzten Vergletscherung durch Schmelzwasser hierher verfrachtet werden konnte. Es dürfte durch Gletscherwasser in der heutigen Form ausgewaschen worden sein zu einer Zeit, als die Zunge des Reussgletschers nördlich Mellingen stationierte, während das Limmattal bei Baden eisfrei war.

[1]) Vergl. E. Richter. Geomorpholog. Beobachtungen aus Norwegen. Sitzungsber. d k. Akad. der Wissensch. in Wien. Math. Naturw. Klasse. Bd. CV. Abt. I. p. 187 ff.

2. Lieli—Berikon—Rudolfstetten [T. A. Bl. 157]. Der Rummelbach entspringt bei Lieli am Ostabhang des Reusstales und fliesst bis Unter-Berikon parallel zur Reuss, durch eine Seitenmoräne an den Berg gedrückt. Dann durchbricht das Tälchen den Rücken des Heitersberges und sein Bach führt die Wasser, die er im ehemaligen Einzugsgebiet der Reuss sammelt, der Limmat zu. Wir haben es hier mit einer Verschiebung der Wasserscheide zu tun, welche unter wesentlicher Mitwirkung beträchtlicher Schmelzwassermengen des Reussgletschers zu einer Zeit zustande kam, als dieser bei Bremgarten noch über 200 m mächtig, das Limmattal an der Reppischmündung dagegen eisfrei war.

3. Das Tälchen von Hausen—Brugg [T. A. Bl. 38], quer durch die Lägernkette steht wahrscheinlich mit einem ältern, höheren Gletscherstande in ursächlicher Beziehung, in dem Schmelzwässer des an der Jurafalte gestauten Gletschers sich in dieser Richtung einen zweiten Ausweg bahnten, bezw. eine vorhandene Lücke vertieften.

4. Die tiefe Lücke zwischen Othmarsingen und Mellingen dürfte ähnlichen Ursachen ihre Ausbildung verdanken.

5. Hägglingen—Wohlenswil [T. A. Bl. 154]. Schmelzwasser des bei Othmarsingen endigenden Bünzarmes des Reussgletschers fand seinen Abfluss über die niedrigste Stelle der Wasserscheide gegen Wohlenswil und von hier längs den Moränen des Hauptgletschers durch das „Münztal" gegen die Reuss. Die sumpfige Talwasserscheide der Moosmatten nördlich Hägglingen könnte der Rest eines glazialen Stausees sein.

6. Ammerswil. Schmelzwässer des Bünz- und des Seetalgletscherarmes vereinigten sich westlich Ammerswil und flossen durch das tief eingeschnittene Tal des Lenzburger Stadtbaches [T. A. Bl. 156] in eisfreies Gebiet ab.

7. Bettwil—Sarmensdorf—Villmergen [Tafel II. Pr 8c u. t. A. Bl. 156 u. 170], ein Analogon zu dem Durchbruche von Lieli—Rudolfstetten. Der Holzbach, der bei Anglikon in die Bünz mündet, entspringt bei Bettwil im Gebiet der höchsten Seitenmoränen des Seetales und fliesst bis Sarmensdorf zwischen Moräne und Bergabhang. Hier nimmt er den Abfluss des grossen Bühlmooses auf, welches wohl als Relikt eines Moränenstausees aufzufassen ist, und wendet sich dann, statt wie man erwarten würde, in den nahen Hallwilersee, in nördlicher Richtung gegen die Bünz.

8. Dürrenäsch—Teufental [Tafel II. Pr 8d u. t. A. Bl. 167 u. 170]. Der Teufentaler Dorfbach nimmt seinen Ursprung an den Seitenmoränen des Seetales und an dem gegen dieses sich abdachenden Abhang des Hombergzuges in der Umgebung von Dürrenäsch. Es lässt sich also auch hier eine Verschiebung der Wasserscheide gegen das vergletscherte Seetal hin konstatieren, wodurch auf dessen Kosten das Einzugsgebiet des eisfreien Winentales erweitert wurde. Dass ein Schmelzwasserfluss schon zur Hochterrassenzeit seinen Weg gegen Teufental fand, folgt aus den Schotterablagerungen am Ausgang des Seitentales.

9. Eine ähnliche, aber weniger belangreiche Verschiebung im gleichen Sinne hat zwischen Birrwil am Hallwilersee und Zetzwil im Winental stattgefunden [T. A. Bl. 170].

Die obersten Bergmoränen des Seetalgletschers stauten in der Nähe der Wasserscheide einen Zufluss des Hallwilersees und der entstandene Stausee floss nach dem Winental ab.

10. Rickenbach-Mullwil-Gontenswil mit Seitentälchen Wetzwil-Mullwil [T. A. Bl. 169]. Ein kleiner Seitenlappen des Winentalgletschers drang eine Zeitlang über die Wasserscheide im S vom Stierenberg bis Mullwil in das Tälchen des Sagenbaches ein, wie Moränen und fluvioglaziale Ablagerungen deutlich beweisen. Von Wetzwil her strömten Schmelzwasser des Suhrentalgletschers in das Tälchen, welches unterhalb Gontenswil, durch die Endmoräne abgelenkt, in die Wina mündet. Als der Gletscher sich später bis nach Rickenbach zurückgezogen hatte, fanden seine Ablationswasser immer noch ihren Weg gegen Mullwil—Gontenswil, vielleicht unter Vermittlung eines Stausees, dessen Rest uns heute in Gestalt eines Moores entgegentritt. An der Erniedrigung der Wasserscheide zwischen Mullwil und Rickenbach hatten Schmelzwässer nicht nur der letzten, sondern auch früherer Vergletscherungen wesentlichen Anteil. Eine Folge ihrer Erosionen ist die Isolierung des Stierenberges, dessen Gipfelplateau (874 m) sich um 200 m über den höchsten Teil seines Fusses erhebt.

11. Das Kommelen- und Turbenmoos, westlich Münster, ist der Rest eines durch die Seitenmoräne von Kommeln gestauten Sees, der über Gunzwil gegen die Wina abfloss.

12. Bühl—Gattwil—Buttisholz [T. A. Bl. 185]. Diese tiefe Lücke (615 m), deren Sattel heute von einem flachen Moor eingenommen wird, verdankt ihre Ausbildung zum Teil den Abflüssen des Suhrentalgletschers, die in dieser Richtung einen Weg ins eisfreie Tal der Roth fanden.

13. Sursee—Schötz, das eigentümliche Tal des Wauwilermooses und des Mauensees, sowie

14. Knutwil—Dagmersellen, das Tal des Hürnbaches, weisen neben den Spuren der Schmelzwassererosion in hervorragendem Masse solche der direkten Gletscherwirkung auf und sollen deshalb an anderer Stelle erörtert werden.

15. Der Bilbach Ruswil—Wertenstein [T. A. Bl. 199]. Bei Ettiswil öffnet sich das weite Tal des Rothbaches in die ausgedehnte Ebene des Wauwilermooses. Es wird von mehreren Quermoränenzügen durchsetzt, die das normale Gefälle auf kurze Strecken unterbrechen und grössere und kleinere Alluvionsbecken zwischen einander eingegrenzt haben. Das umfangreichste darunter ist das Rüdiswilermoos, welches die Wasserscheide darstellt zwischen dem Einzugsgebiet des Rotbaches, der gegen die Wigger fliesst und des Bilbaches, der bei Wertenstein in die Emme mündet. Der Einschnitt, durch welchen der Bilbach den Oberlauf des Rothtales unter rechtem Winkel ablenkt, weist bis Hohrüti nahe an seinem Ausgang einige prägnante Endmoränenwälle auf, durch die der Bach sein Bett bis auf die Molasse hindurchgeschnitten hat. Die Ablenkungsfurche dürfte also unter Beteiligung der Schmelzwässer der linken Flanke des Reuss-Aargletschers während früherer und zu Anfang der letzten Eiszeit durch Vertiefung einer Einsattelung der Wasserscheide gegen das nahe, tiefer gelegene Tal der kleinen Emme zu stande

gekommen sein und in der Folge einem Eislappen als Ausweg gedient haben. Nordwestlich vom Durchbruch des Bilbaches finden sich bei Buchholz und Stettenbach zwei ganz ähnliche trockene Lücken, durch die in der Eiszeit Schmelzwasser in das westlich benachbarte Tal von Geiss abfloss. Unmittelbar nach dem Rückzug des Gletschers hinter Ruswil sammelte sich innerhalb des Endmoränenringes ein seichter See an der Stelle des heutigen Moores, der durch den nach dem Gletscherrückzug kräftig sich einschneidenden Bilbach nach der kleinen Emme abfloss.

Glazialen Schmelzwasserbächen ist vermutlich auch die Bildung einiger eigentümlicher Quertälchen zwischen Luzern und dem Zugersee zuzuschreiben [T. A. Bl. 203, 206]. Als die Eisflut den Küssnacher- und Luzernerarm des Vierwaldstättersees bis zum Niveau der niedrigsten Lücken in dem Hügelzuge der aufgerichteten Molasse erfüllte, flossen durch diese Einsattelungen Schmelzwässer gegen das Tal des Rotsees ab. Die Querdurchbrüche des Mühlebaches zwischen Adligenswil und Ebikon, sowie des Götzentales, das bei Dierikon in das Rotseetal ausgeht, sind wohl derart entstanden. Terrassen deuten darauf hin, dass zeitweise im Würzenbachtale östlich von Adligenswil ein Gletscherstausee existierte.

Sicher verdanken viele heutige Trockenläufe und Talwasserscheiden im Bereiche der alten Vergletscherungen anderer Gebiete ihre Existenz diesem Phänomen. Es sei hier nur auf das Beispiel des Tösstales aufmerksam gemacht. Selbst eisfrei empfing dasselbe, ähnlich wie das Tal der grossen Emme, über die südliche und westliche Wasserscheide beträchtliche Zuflüsse von Schmelzwässern der Gletscher der benachbarten Täler der Limmat und Glatt. So über Wald—Fischental (760 m)[1]), Bäretswil—Bauma (716 m), Hittnau—Saaland (651 m) und durch das Kemptal, wie aus den diluvialen Ablagerungen und den Gefällsverhältnissen dieser Tälchen sich ergibt. Dass auch über den Rickenpass Gletscherwasser einen Weg ins Toggenburg fand, ist sehr wahrscheinlich.

D. Stauwirkungen diluvialer Gletscher.

Glaziale Stauwirkung findet sich, wie oben dargetan, an der grossen Emme bei Burgdorf angedeutet. Das bedeutendste Beispiel einer derartigen Abdämmung nicht vergletscherter Täler durch einen diluvialen Eisstrom tritt uns entgegen im

Plateau von Littau[2]) [T. A. Bl. 204]. Das Dorf dieses Namens liegt im W von Luzern zum grössten Teil auf einer Schotterterrasse am rechten Ufer der kleinen Emme. Die Kies bildung lässt sich vom Hofe Matt östlich Littau in westlicher Richtung dem Abhange des Sonnenberges entlang bis jenseits des Renggbaches verfolgen und scheint in vereinzelten Resten bis gegen Malters hin sich zu erstrecken. Ihre Oberfläche, infolge der Erosionen

[1]) Aeppli (l. c.) erblickt in dem Talstück Fischental—Aatal einen alten durch Dislokation (Alpeneinsenkung) versumpften Talboden der Töss.

[2]) Vergl. Penck u. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter p. 539.

ziemlich uneben, erreicht im Plateau von Oberberg östlich der Kirche 524 m, im Tschuopis südwestlich davon ungefähr ebensoviel und steigt sodann weiter westlich zu beiden Seiten des Rengglochausganges bei Hochrüti und Unter-Rengg auf ca. 540 m an. Gegen die Alluvionssohle der kleinen Emme fällt die Terrasse mit einem Steilbord von 60–70 m Höhe ab. Ihr Aufbau wird durch verschiedene Kiesgruben erschlossen. Im Plateau von Oberberg eröffnet die am weitesten im E gelegene ein etwa 15—16 m hohes Profil mit den folgenden Verhältnissen:

0,3—0,5—1,2 m Ackererde und verwitterter Kies.

1 m grober horizontal geschichteter Kies mit faustgrossen Geschieben.

14 m 20—25° nordnordöstlich fallende Schichten von Kies und Sand, nach N allmählich gröber werdend. Die grössten Gerölle sind über faustgross, die schiefe Schichtung auffallend gleichmässig.

Schachtgrabungen haben in der Tiefe dasselbe Material konstatiert; Lehm wurde nicht erreicht. Das Geschiebe zeigt im wesentlichen die Zusammensetzung der diluvialen Bildungen des westlichen Reussgletscherareals. In der Grube liegen verschiedene runde und scharfkantige Blöcke; die Mehrzahl besteht aus Sandstein (darunter ein Molassesandstein von den Dimensionen 1,4/1,1/1,0 m), einzelne aber auch aus Gneiss und Kalkstein. Geschliffene und gekritzte Geschiebe sind nicht selten. In südlicher Richtung, gegen die Strasse, scheint das Material an der Oberfläche lehmig-sandig zu werden. — Die zweite Grube von Gasshof, südlich von der vorigen und näher am Berg gelegen, zeigt nahezu die nämlichen Verhältnisse; die Schichtung ist nicht so regelmässig, oft flach muldenartig gebogen, wenn der Anschnitt die überall mit 20—25° gegen W fallenden Schichten in nordsüdlicher Richtung durchquert. Auch hier lagen grosse Blöcke in der Grube herum; ein eckiges Gneisstück steckte im schief geschichteten Kies. Gekritzte Geschiebe sind seltener, alpine Silikatgesteine häufiger.

Im SW der Kirche, etwa 400 m von der ersten, schneidet eine sehr grosse dritte Kiesgrube den Plateaurand 20—25 m hoch an. Auch hier sind die Kiesschichten schief und fallen unter 25—30° sehr gleichförmig nach NW. Dagegen fehlen die horizontalen Übergusschichten. Die Zusammensetzung stimmt mit derjenigen der andern Gruben überein und lässt besonders das Überwiegen des Kalksteines deutlich erkennen. Die Gerölle sind im Durchschnitt kleiner und besser gerundet; in dem mächtigen Anriss waren eckige Blöcke nicht zu beobachten, und sollen auch nach der Versicherung des Vorarbeiters nur selten angetroffen worden sein; zwei Stücke aus hellgrauem Kalkstein mit reichlich ausgeschiedenem grobspätigen Kalzit waren aufgehoben worden. Stellenweise ist der Kies zu Nagelfluh verkittet. Unter dem Boden der Grube (ca. 500 m) soll sich zunächst gröberes Material und in 3½ m Tiefe Lehm mit Geschieben vorfinden. Im Tschuopis, ca. 250 m südlich der Kirche an der Strasse gegen Blatten, war früher (1895) eine grosse Grube offen, welche folgendes Profil aufwies:

Ackererde von wechselnder Mächtigkeit.

1 m grober undeutlich horizontal geschichteter Kies mit gerundeten bis 40 cm grossen Geröllen.

4 m schief nach N, W und S fallende Kiesschichten mit durchschnittlich eigrossen runden Geröllen.

Darunter in unbekannter Mächtigkeit „Schleimsand" mit Lagen und Nestern feinsten Kieses, horizontal geschichtet, nach unten feiner werdend und Wasser führend und nach NW an Mächtigkeit zunehmend. Grosse Blöcke und gekritzte Geschiebe waren nicht zu bemerken.

Zu beiden Seiten des Hohlweges, der von der Station Littau in das Dorf hinauf führt, erscheint lückig verkitteter und horizontal geschichteter Kies mit nicht über eigrossen Geschieben entblösst. In Uchteren, an der Strasse von Littau gegen Blatten, zeigt eine alte Grube Sand und Kies an der Plateauoberfläche und weiter westwärts, bei Hochrüti, wo die Strasse durch das Renggloch nach Kriens abzweigt, ist an deren Böschung Kies und wenig Sand in Übergusschichtung zu sehen (Niveau ca. 540 m). Die schiefen Schichten sind gegen NW geneigt. Jenseits des tief eingeschnittenen Renggloches findet sich an der Strassenbiegung eine etwa 15 m hohe Grube in unter Winkeln von 15—20° nach WNW fallenden Schichten von Sand mit vereinzelten Lagen groben Kieses. Die nämliche Bildung steht höher oben an und soll nach Aussage der Arbeiter bis zur Scheune hinauf, d. h. bis zu ca. 540 m reichen. Auch hier trifft man vereinzelte grössere Blöcke. Der Zusammensetzung nach unterscheidet sich diese Ablagerung von der des eigentlichen Littauer Plateaus dadurch, dass unter den Geröllen die subalpine Molasse am stärksten vertreten ist und über die alpinen Kalke dominiert. Von krystallinen Gesteinsarten der Zentralmassive fand sich nach langem Suchen ein einziges kleines Gneissgeröll. Dieser Umstand ist umso auffälliger, als im heutigen Bette des Renggbaches Silikatgesteine unter den Geröllen recht zahlreich sind. An dem bewaldeten steilen Abhang nordwestlich von Hochrüti gewahrt man ebenfalls Kies und vereinzelte Köpfe von diluvialer Nagelfluh. An seinem Fuss treten viele zum Teil sehr ergiebige Quellen zutage. Auf der ganzen unebenen Plateauoberfläche sah ich nirgends erratische Blöcke und es sollen solche auch nie gefunden worden sein.

Kaufmann[1]) erwähnt eine Grube bei Matt (520 m) östlich Littau mit „schwach nördlich fallenden" Schichten von Sand und Geröll und darüber eine 1—2 Fuss dicke horizontale Lage aus bis kopfgrossen Rollsteinen mit vereinzelten gekritzten und scharfkantigen eckigen Blöcken, darunter „Granit und Gneiss vom Gotthard". Er nennt ferner eine Anschürfung 300 m südöstlich Matt in 512 m mit eckigem, schichtungslosem Material.

Die Schotterterrassen von Kriens [T. A. Bl. 204]. Dieses Dorf liegt im Mittel 490 m hoch auf dem flachen Schuttkegel, den der Krienbach am Ausgang seines westöstlich gerichteten Tälchens in die Ebene Luzern-Horw geworfen hat. Das Tal ist auffallend weit und seine Gehänge westwärts vom Dorfe terrassiert. Eine besonders deutliche Terrassenfläche findet

[1]) Beitr. L. XI, p. 402.

sich in 560—570 m, zumal am südlichen Gehänge (Obernau, Hubel, Hackenrain, Oberriedli) ausgeprägt. In demselben Niveau liegt die ganz flache Wasserscheide zwischen dem Renggloch und dem Tal von Kriens. Der Krienbach ist ein echtes Wildwasser und hat sich in seinem Einzugsgebiet wilde Schluchten ausgegraben. Aus einer solchen tritt er beim Hofe Oberrodel von S kommend ganz unvermittelt in das nach E gerichtete Tal von Kriens. Dessen westlichem Rande entlang ist der Bach heute in künstlichem Bett in das Renggloch und durch dieses nordwärts in die kleine Emme geführt. Die Ableitung fand im Jahre 1225 statt; vorher und bei gewaltigen Hochwassern auch später noch gelegentlich, floss er über seinen Schuttkegel gegen Kriens.

Im Hubel westlich Kriens ist die oben genannte rechtsseitige Terrasse durch eine grosse Griengrube aufgeschlossen. Deren Material setzt sich zusammen aus Kies, Sand und einzelnen Blöcken. Alpine Kalke bilden den Hauptbestand neben Eocän und subalpiner Molasse; dagegen treten krystalline Gesteinsarten zurück. Immerhin finden sich stark verwitterte Protogine und grünliche Gneisse und Glimmerschiefer; merkwürdigerweise auch ein Stück roten Windgellenporphyrs, indes kein Taviglianazsandstein. An einem von O nach W gerichteten Anschnitt war folgendes Profil zu beobachten:

0,4—1,3 m gebräunte lehmige Verwitterungsschicht.

1,2—3 m grober mehr oder weniger deutlich wagrecht geschichteter Schotter mit einzelnen eckigen Blöcken (bis 1 m Durchmesser) und gekritzten Geschieben, zumal im östlichen Teil der Grube.

7—8 m grober Sand mit vereinzelten Kieseinlagerungen, dünn geschichtet. Die Schichten sind schief, stellenweise gebogen und fallen meist konform mit 25—30° nach W und SW. Dieser Horizont erscheint nach oben und unten scharf abgegrenzt.

1 m grober, gewaschener horizontal geschichteter Sand. Darunter Schleimsand und Lehm mit Geschieben. Diese unterste Lage nimmt gegen W an Mächtigkeit auf Kosten der mittleren Lage zu.

In der Nordwestecke der Grube steht schief geschichtete diluviale Nagelfluh an, deren Oberfläche das Schützenhaus trägt. Eine zweite kleinere Grube hinter der alten Pulvermühle in etwa 560 m Meerhöhe an der linken Talflanke zeigt ungefähr das nämliche Material, die krystallinen Geschiebe erscheinen etwas zahlreicher und Taviglianazsandstein fehlt nicht. Es liess sich folgendes Profil konstatieren:

3 m Lehm mit Geröllen, wohl z. T. Gehängeschutt.

5,5 m Kies und wenig Sand schief geschichtet, die Schichten fallen mit 25° gegen W. Die Gerölle sind gut gerundet bis kantenbestossen, weder geschrammt noch eckig.

4 m Sand und Kies horizontal geschichtet; darunter als Liegendes wasserundurchlässiger, stark lehmiger Sand in horizontalen Schichten.

In der Grube liegen einige erratische Blöcke von bis 80 cm Durchmesser, im Kies selber waren keine solchen zu bemerken. Sie fehlen auch auf der Oberfläche der Krienser-Terrassen gänzlich.

Die Schotterablagerungen von Littau und Kriens zeigen in Hinsicht auf ihre Struktur, Zusammensetzung und allgemeine Situation eine grosse Ähnlichkeit. 1. Bei Littau und Kriens ist die charakteristische Deltastruktur ausgebildet. 20 bis 30° gegen den Horizont geneigte Schichten von Kies und Sand werden von wagrechten Schottern mit meist gröberem Material überlagert und ruhen ihrerseits auf horizontalen Lagern von feinerm Korn. — 2. Die Ablagerungen bestehen aus erratischen Gesteinen des diluvialen Reuss-Aargletschers. Nur die Bildungen zu beiden Seiten des Renggbaches zeigen vorherrschend subalpine Molasse, und sehr wenig alpine Silikatgesteine. Grosse Blöcke und scharfkantige oder gekritzte Geschiebe scheinen nicht überall und dann meist nur in den obern Lagen vorzukommen. Lehm mit Geschieben soll an einzelnen Stellen im Liegenden zu finden sein. — 3. Die Kiesmassen liegen in linken Seitentälern der Reuss, welche während der letzten Eiszeit vom Reussgletscher abgedämmt worden sind. — Aus diesen Umständen ergibt sich die Entstehungsursache: Sowohl beim Wachsen als auch später beim Schwinden stiess die eine Zunge des diluvialen Reussgletschers von Luzern in nordwestlicher Richtung bis über Emmenbrücke hinaus vor. Dadurch war das heutige Tal der kleinen Emme nordöstlich von Littau vollständig verbarrikadiert und seine Gewässer zu einem See gestaut, der seinen Abfluss in irgendwelcher Richtung dem Eisrande entlang über das Molasseplateau von Rotenburg fand. Beim Gletscherrückzug nun erfüllte ein Eislappen das sumpfige Längstälchen, welches sich von Littau her zwischen Gütsch und Zimmeregg gegen die Reuss zieht, ungefähr bis gegen Matt, wo sich Andeutungen einer Endmoräne finden. Starke Schmelzwasserbäche verfrachteten die erratischen Trümmer und spülten sie in den Stausee hinaus, in welchen sich ein Delta immer weiter gegen N und W vorschob. Dessen Basis besteht aus horizontalen Lagen von Schlamm und Sand, darauf ruhen gröbere Kies- und Sandmengen in schiefer Schichtung; über diese schwemmten die Schmelzwasserflüsse endlich grobe Kiesmassen. Die obere Grenze der schiefen Schichten liegt in den Gruben um Littau im Niveau von ca. 520 m, welchem ein länger andauernder Stand des Seespiegels entsprechen dürfte. So hoch muss auch die stauende Gletscherbarrière mindestens gewesen sein.

Am Ausgang des Renggloches liegen die höchsten, schiefen Schichten in ungefähr 540 m, woraus sich der Schluss ergibt, dass sie bei einem etwas höheren Seestande zur Ablagerung kamen als die Deltaschichten von Littau. Es findet sich übrigens sowohl hier als auch weiter westwärts bei Malters neben der höhern auch die tiefere Stufe von 520 m ausgebildet. Ein See vom Oberflächenniveau 540 m würde das heutige Emmental beiläufig fast bis nach Wertenstein hinauf unter Wasser setzen. Die Ablagerung vor dem Renggloch präsentiert sich als Schuttkegel bezw. Delta des Renggbaches. Ihre Aufschüttung hängt mit den Verhältnissen im Tal von Kriens ursächlich zusammen. Gleichzeitig mit der Emme fand auch der Krienbach seinen östlichen Talausgang gegen Luzern versperrt, und während jene den grossen Stausee oberhalb Littau bildete, stand auch das Tal von

Kriens unter Wasser. Schmelzwasserbäche vom Gletscherrande, sowie der Oberlauf des Krienbaches schwemmten Deltas in den kleinen See hinaus, wie die oben erwähnten Aufschlüsse dartun. Im Niveau von 560 m fand dieser einen Abfluss durch eine Lücke des Blattenberg - Sonnenberggrates, welche vielleicht unter Mithülfe von diluvialem Gletscherwasser schon früher entstanden war. Die Geschiebemassen des Krienbaches füllten den südlichen und westlichen Teil des Stauseebeckens rasch auf, sodass der Bach durch das Renggloch Schutt bis in den Emmenstausee hinausführte.

Als der Luzernerarm des Reussgletschers sich langsam verkleinerte, begannen die Stauseen von Littau und Kriens sich zu entleeren. Die noch eine Zeit lang vom Gletscherrande gegen Littau fliessenden Schmelzwasser schnitten sich in ihr Delta ein und schufen die seichten Wannen, welche die Oberfläche des Kiesplateaus zerlegen. Die kleine Emme trug den grössten Teil der losen Anschwemmungen wieder ab, vorerst bis zum Horizont von 470 m; denn im Winkel zwischen Reuss und Emme bei Staffeln-Rothen findet sich in dieser Höhe eine Schotterterrasse, deren Bildung nach der Entleerung des Littauerstausees, aber vor dem gänzlichen Gletscherrückzuge stattgefunden haben muss. Das Plateau besteht, soweit aus den Aufschlüssen zu ersehen, aus unregelmässig schief, wagrecht und gebogen geschichtetem Sand und Kies auf Lehm mit Geschieben als Unterlage. Gekritzte Geschiebe und Blöcke sind nicht selten; offenbar hat man es mit dem Reste eines Übergangskegels aus einer Rückzugsphase des Reussgletschers zu tun.

Der Stausee im Tal der kleinen Emme muss sich innerhalb gewisser Stadien der letzten und vorletzten Eiszeit wiederholt gesammelt haben. In den Vorstossperioden wurde sein Spiegel allmählich höher und höher, seine horizontale Ausdehnung grösser bis seine Gewässer endlich bei Wolhusen den an anderer Stelle [p. 83] erörterten Abfluss gegen die Wigger fanden. Es ist denkbar, dass das auffallend enge und unfertige Stück Wolhusen-Wertenstein des Emmentales seine Entstehung der wiederholten Einwirkung glazialen Schmelzwassers auf eine vorhandene Lücke verdankt. Immerhin muss schon in der letzten Eiszeit bei Wertenstein eine Rinne bis zu mindestens 560 m Sohlenhöhe eingeschnitten gewesen sein, da sich in diesem Niveau ungeschichtetes Erratikum im Tale vorfindet und ferner ca. 500 m östlich von Station Wolhusen auf beiden Seiten des Flusses grobe Schotter des Entlibuchs mehrere Meter mächtig der Molasse auflagern. Der Rümligbach [T. A. Bl. 201 u. 204] wurde wohl durch den Gletscher in seinen heutigen Lauf gedrängt. Denn das obere Talstück ist mit Gletscherschutt erfüllt und bei Schwarzenberg durch Moränen verbarrikadiert, während Diluvium in der wilden Erosionsschlucht unterhalb dieser Stelle fehlt.

IX. Abschnitt.

Wirkungen der diluvialen Gletscher auf die Oberflächengestalt.

Das Tal des Hürnbaches, ein durch Gletscherwirkung umgestaltetes Molassetal[1]).

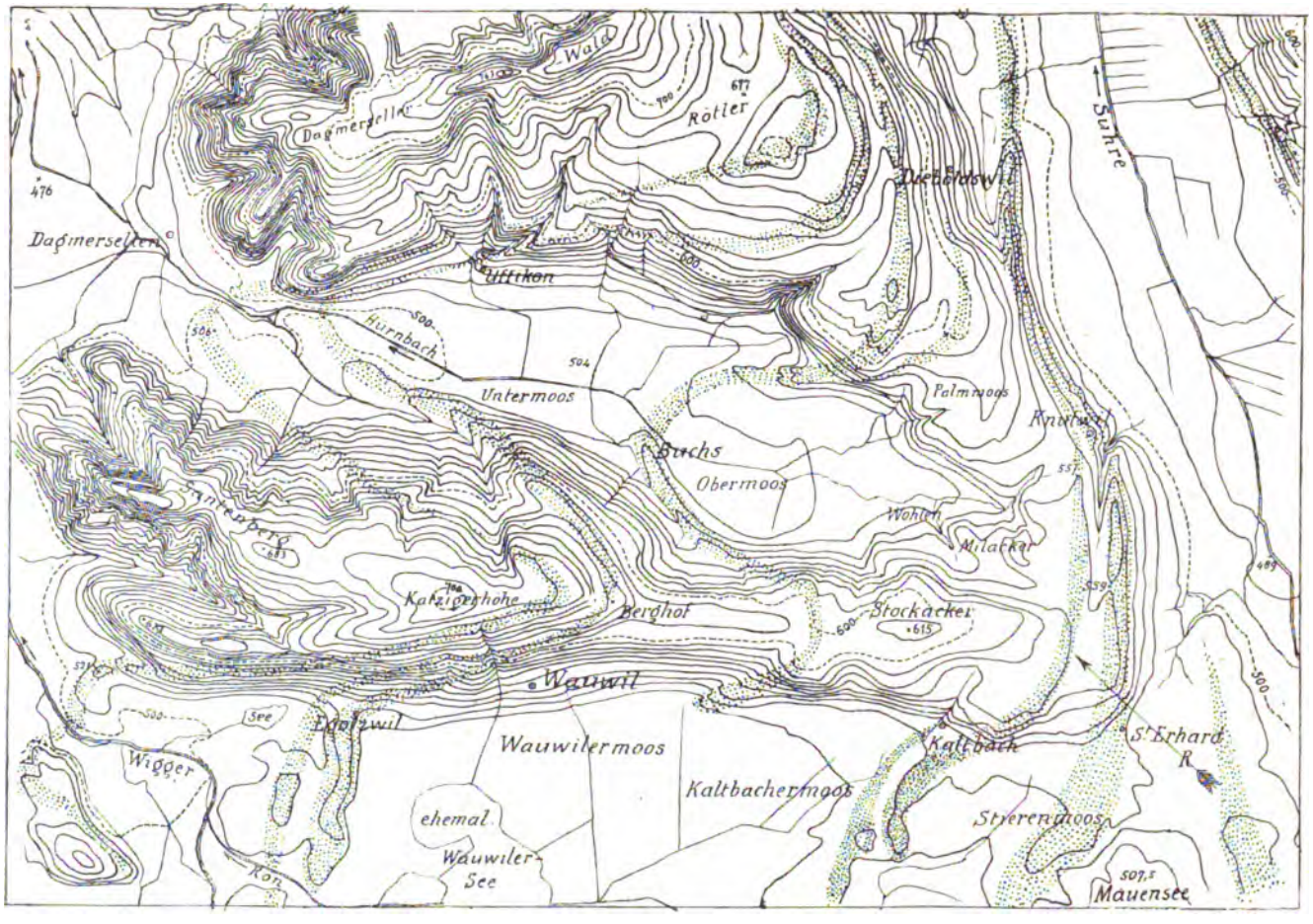
Der Hürnbach, ein kleiner rechter Zufluss der Wigger, entspringt an der Westabdachung der Längsmoräne von Knutwil nördlich Sursee. Der niedrigste Punkt der Wasserscheide (557 m) erhebt sich nur 67 m über die Sohle des nahen Suhrentales. Molasse tritt westlich Knutwil in 550 m zutage, da wo die Landstrasse Sursee-Dagmersellen den Hürnbach überschreitet. Ebenso zeigt sich Sandstein an dem 300 m südlich von dieser Stelle sich erhebenden rundlichen Hügel von ca. 570 m, sowie gegen Wohlen hin an verschiedenen Punkten. Hier liegt die Talsohle bereits unter 520 m und sinkt bis Dagmersellen zu 476 m, oder auf eine Entfernung von 6,4 km um 44 m, woraus sich ein relatives Gefälle von 6,87 ‰ berechnet. Im Obermoos hat sie im Niveau von 520 m die relativ grosse Breite von 1 km, wird gegen Dagmersellen hin allmählich schmäler und der Ausgang ist nur noch 800 m breit. Hinter den vom Hürnbach durchbrochenen Endmoränenbogen von Buchs und Dagmersellen hat sich je ein grosses Moorbecken gebildet, hier Untermoos, dort Obermoos genannt. Im obern Tal, an dessen breitester Stelle, sind die Seitengehänge nur wenig gegliedert; einige kleine Bäche haben sich durch den oberflächlichen Glazialschutt Tobel in die liegende Molasse eingeschnitten. Gegen Dagmersellen hin dagegen sieht man, zumal im nördlichen Talabhang, wohlausgebildete Seitentalnischen, die in ihrem untern Teil durch Moränen abgedämmt sind. Das Querprofil des Tales ist muldenartig im obern, trogartig im untern Stück. Die Molasserücken, welche das Hürntal von der Niederung von Mauensee-Wauwil einerseits und dem Suhrental anderseits trennen, waren die Prellsteine, an denen die aus SE kommende Eisflut sich teilte. Von St. Erhard steigt die Molasse ganz sanft in westnordwestlicher Richtung zu dem breiten Rücken des Stockacker (615 m) an, der bis zum Berghof zwischen Buchs und Wauwil nahezu die nämliche Höhe beibehält. Soweit war die Molasse nach dem Verlauf der Moränen vom Eis überflutet. Vom Berghof reckt sich dann der während der letzten Eiszeit eisfreie Santenberg ziemlich steil um nahezu 100 m empor (Katzigerhöhe 703 m). Auch die von prächtigen Moränenwällen umgürtete Höhe zwischen Knutwil und einer Linie Uffikon-Winikon auf der rechten Seite des Hürntales erhebt sich langsam bis zu 700 m, wo die höchsten Moränen der

[1]) Hiezu Karte im Text, p. 109, und Profil 9 a bis 9 d und 10 a u. b Tafel II.

Tal des Hürnbaches

ein durch Gletschererosion umgestaltetes Molassetal.

Masstab 1 : 50 000. Equidistanz 10 m.



Punktiert = Wallmoränen der letzten Vergletscherung. — Pfeil R = Richtung der Gletscherbewegung.

letzten Eiszeit zu treffen sind, um darauf in einem steilen Absatz zum höchsten Punkte des Dagmersellerwaldes (767 m) anzusteigen. Gegen das Wiggertal fällt sowohl der Santenberg, als auch der Dagmersellerwald mit sehr starker Böschung und reich gegliedert ab.

Zwischen den Dimensionen des Hürntales und der Bedeutung seines Baches besteht also ein frappanter Gegensatz. Dieses kaum 7 km lange Wässerchen sollte ohne Mitwirkung fremder Ursachen ein Tal erodiert haben, dem das Wiggertal bei Altishofen an Sohlenbreite nachsteht, und dessen durchschnittliches Gefälle nur um ein Geringes grösser ist als das des Haupttales? Umsonst schauen wir uns in dem während der letzten Vergletscherung eisfrei gebliebenen Gebiete nach einem Tal von ähnlichen Proportionen um. Der im NW von Schötz bei Gläng in die Luthern mündende 6 km lange Rickenbach [T. A. Bl. 179 u. 182] hat bei einem viel ausgedehnteren Sammelgebiet im nämlichen Molassegestein ein Tälchen ausgewaschen, dessen Sohlenbreite nirgends mehr als 200 m misst, und dessen Gefäll selbst auf der untersten 3 km langen Strecke von Ebersecken an noch 48 m (550—502 m) oder 16 ‰ beträgt. Das bei Langnau gegen die Wigger sich öffnende Seitentälchen von Richental zeigt bei 300 m grösster Weite von Huoben bis Langnau auf 3,24 km ein relatives Gefälle von 18,5 ‰. Die in Bezug auf Wassermenge den Hürnbach um das Mehrfache übertreffende Luthern fliesst von Hüswil bis Gettnau durch ein höchstens 500 m breites mit Alluvionen bedecktes Tal, dessen Gefäll immer noch 12,5 ‰ ausmacht. Die bei Holziken ins Suhrental ausgehende Ürke[1]), oder die bei Schöftland mündende Ruederchen weisen bei nahezu doppelter Länge ihrer Täler weit grösseres Gefäll und im Maximum 400 bezw. 300 m Sohlenbreite auf. Dasselbe gilt von den Tälern der Rot (St. Urban), der Pfaffnern, der Wina ausserhalb der Moränen. Zudem zeichnet all die genannten Täler die für die Wirkungsweise der Wassererosion so charakteristische, baumförmige Verzweigung mit dem mannigfachen Richtungswechsel aus, während das Hürntal einfach und fast geradlinig erscheint. Die genannten, sowie auch die grosse Mehrzahl der andern ausserhalb des Bereiches der letzten Vergletscherung liegenden Täler des horizontalen Molasselandes erweitern sich kontinuierlich gegen ihren Ausgang hin. Sie gelten allgemein als das ausschliessliche oder doch als das wesentliche Produkt der aktuellen oberflächengestaltenden Faktoren der Verwitterung, Denudation und Erosion durch das fliessende Wasser. Nun unterscheidet sich das Hürntal von jenen andern Molassetälern wesentlich darin, dass es während der letzten Eiszeit seiner ganzen Länge nach von einer Zunge des grossen Reussgletschers okkupiert war. In dieser mit Sicherheit nachgewiesenen Ungleichheit der geologischen Vergangenheit ist die Ursache der auffallenden Formverschiedenheit zu suchen: Die Erscheinungen, durch die das Hürntal von den eisfrei gebliebenen Tälern abweicht, sind auf den Einfluss des diluvialen Gletschers zurückzuführen. Dieser Einfluss war ein zweifacher: der

[1]) Profil 10 a u. b Tafel II und t. A. Bl. 166 u. 168.

Gletscher griff seine Unterlage an, er erodierte; er füllte aber auch Unebenheiten aus, lagerte Moränen ab, er akkumulierte. Hiebei muss indes die erodierende Eisaktion die anhäufende stark übertroffen haben. Indem ich dem diluvialen Gletschereise einen wesentlichen Anteil an der Erzeugung der Hohlform des Hürntales zuweise, will ich ihm aber keineswegs auch dessen ursprüngliche Anlage zuschreiben; diese ist vielmehr ein Werk der Wassererosion. Ihre charakteristischen Erscheinungen zeigen sich noch deutlich an den vom Gletscher nicht mehr bestrichenen Gehängen in der Nähe von Dagmersellen in Form der typischen verzweigten Seitentälchen und Nischen, wie sie dem eisfreien Gebiete eigentümlich sind. (Griffental, die höher gelegenen Partien der Tälchen nördlich Uffikon, einige Furchen am N-Abhang des Santenberges.)

Daraus ergibt sich folgende Vorstellung von den Verhältnissen dieses Gebietes vor dem Einbruch der letzten Vergletscherung: Ein Seitenbach der Wigger hatte sich von Dagmersellen her in südöstlicher Richtung ein vielfach verzweigtes Tälchen in das Molasseplateau eingeschnitten. Zwischen Buchs und Knutwil bestand eine Einsattelung in der näher an der Suhre gelegenen Wasserscheide, indem auch vom Suhrental her ein Bach rückwärts einschneidend zu ihrer Erniedrigung beitrug. Nun lassen nordwestlich von Sursee die obersten Moränen der letzten Eiszeit auf dem Santenbergrücken und am Dagmersellerwald auf einen höchsten Eisstand von zirka 700 m (Katzigerhöhe, bezw. Höhewäldli) schliessen. Während der Gletscher durch das Suhrental vorrückte, wurde die Wassererosion in dessen Seitentälchen durch Eis- und Moränenabdämmung immer mehr lahmgelegt. In dem eisfreien Gebiete dagegen belebte sie sich und es fanden, wie schon an anderer Stelle (p. 99 ff) dargelegt wurde, mancherorts unter Vermittlung von Schmelzwasser Verschiebungen der Wasserscheide gegen die Eisstromtäler hin statt. Bei dem grossen Gefälle entwickelten solche Gletscherbäche, beladen mit festen erratischen Gesteinstrümmern, zumal im Oberlauf des Hürnbaches, eine enorme Erosionskraft gegenüber der wenig resistenten Molasse. Die Folge war eine rasche Erniedrigung des Sattels sowie seine Verlegung gegen das vergletscherte Suhrental hin. Durch die vertiefte Lücke stiess ein Seitenlappen des wachsenden Gletschers ins Hürntal vor. Als der Hauptgletscher bei Staffelbach seine Endmoränen aufwarf, erreichte seine Seitenzunge bei Dagmersellen nahezu das offene Wiggertal. Ihre Oberfläche war sehr stark geneigt. Die geradlinig gemessene Horizontaldistanz der obersten Endmoräne vom Höhewäldli (700 m) und Dagmersellen (490 m) beläuft sich auf 4,2 km, woraus ein Gefälle von 50 ‰ oder nahezu 3° resultiert; dasselbe dürfte nicht der ganzen Länge nach gleichmässig gewesen sein, sondern die grosse Neigung des Untergrundes hatte gleich an der Stelle, wo der Gletscher das Tal betrat, die Entstehung eines Gletschersturzes zur Folge, wie wir solches bei rezenten Gletschern beobachten können. So lange der Gletscher nur das oberste Talstück erfüllte, war es namentlich der gewiss nicht unbedeutende Gletscherbach, der die Sohle des Tales im obersten steilen Teil tiefer legte, während die unmittelbare Eiswirkung sich auf das

Einfallstor und dessen Umgebung beschränkte. Als der Gletscher dann durch die so erweiterte und vertiefte Pforte gegen Dagmersellen vorrückte, musste er sich zunächst durch einen engen Talgrund mit zahlreichen, kulissenartig vorspringenden Hügelspornen durchzwängen. Diese scheuerte er mehr und mehr ab, wodurch die in der Richtung der Gletscherbewegung liegende Hauptrinne Knutwil-Dagmersellen immer weiter und gerader wurde. Die zwischen den schwindenden Molasserippen übrig bleibenden Hohlformen der Seitentälchen wurden mit dem um das abgeschliffene Material vermehrten Moränenschutt ausgekleistert, wodurch die Seitengehänge des Tales, zumal das rechte konkave, ihre tiefer greifende Gliederung allmählich verloren. Diese Art der Gletscherwirkung prägt sich auch aus in der Erweiterung des präglazialen Tales. Ihren Betrag können wir durch Vergleich mit eisfreien Tälern annäherungsweise schätzen. Um nicht zu hohe Zahlen zu erhalten, wählen wir hiezu absichtlich zwei Molassetäler von wesentlich grösserer Länge, das der Ruederchen und der Ürke. Jenes ist bei Bottenwil in 5 km Entfernung von seinem Ausgang ins Suhrental nicht über 300 m, das Ruedertal, im gleichen Abstand von seiner Mündung bei Schöftland, oberhalb Kirchrued nirgends 200 m breit. Das Hürntal dagegen besitzt im Obermoos bei Buchs, ebenfalls 5 km von seinem untern Ende eine 1000 m breite, flache Sohle auf bedeutende Länge. Es ergibt sich daraus eine Differenz von mindestens 700 m, welche auf Rechnung der horizontal erweiternden Gletscherabrasion zu setzen sind. Mit der Erweiterung hängt die Geradelegung des Tales zusammen: der Gletscher griff am intensivsten die seine Bewegung hemmenden Konvexitäten an. Als eine fernere Abweichung von der Norm ist uns das geringe Gefälle des Hürntales aufgefallen. Angesichts der sehr ansehnlichen Seitenerosion darf wohl an einer erheblichen Auskolkung nicht gezweifelt werden. Ob der Gletscher in dem Tal ein Becken ausgehobelt hat, kann wegen der alles bedeckenden diluvialen und alluvialen Ablagerungen nicht entschieden werden; zur Erklärung der Torfmoore bei Buchs reichen die Endmoränen als stauende Barrièren vollkommen aus. Wenn wir indes sehen, wie ein Gletscher der Gegenwart in festem Malmkalk seichte Mulden ausschleift[1]), so lässt sich die Möglichkeit der Aushobelung ansehnlicher Wannen in der ungleich weniger widerstandsfähigen Molasse nicht von der Hand weisen. Jedenfalls ist das geringe Gefälle der Sohle des Hürntales kein ursprüngliches, sondern z. T. durch Aufschüttung von Moränen, vor allem aber durch die glaziale Ausschürfung der Talsohle bedingt. Auf die abtragende Tätigkeit des Gletschers führen wir im weiteren zurück die Erniedrigung und Abflachung der Wasserscheide, ihre damit in Verbindung stehende Verschiebung gegen das Subrental hin, die Erweiterung der Passlücke westlich Knutwil-St. Erhard, die dem Gletschereis als Einfallspforte diente, und nur unter gleichzeitiger starker Abnützung der beidseitigen Türpfosten zu stande kommen konnte. Von diesen beiden Molassepfeilern ist der linke schwächere, ein südöstlicher Ausläufer des Santenberges, vom Eise ganz überflutet und demgemäss auch besonders stark mitgenommen

[1]) Vergl. A. Baltzer: Studien am Unter-Grindelwaldgletscher über Glazialerosion etc. Denkschr. d. schweiz. naturf. Gesellsch. Band XXXIII. 2. 1898 p. 10—12.

worden, während der massivere Südostabfall des Dagmersellerwaldes mehr Widerstand bot. Auf diese Abtragung der beiden Höhenrücken ist es zurückzuführen, dass die Verbindungslinie ihrer höchsten Punkte ungefähr senkrecht das Tal erst in seinem untern Teil bei Uffikon durchquert.

Wir fassen zusammen und gelangen zu dem Ergebnis, dass der Gletscher nicht blos durch Ablagerung seiner Moränentrümmer, sondern in ungleich höherem Masse durch aktive Abtragung der Molasse umgestaltend auf die präglaziale Terrainoberfläche einwirkte. Diese Annahme wird unterstützt durch einige Beobachtungen, welche die wenigen in dem Tale vorhandenen künstlichen Aufschlüsse gestatten. Zwischen Dagmersellen und Uffikon zeigt eine Griengrube in der Endmoräne oben 5—6 m horizontal geschichteten Sand mit einzelnen Streifen feinen Kieses, als Liegendes lehmig-sandigen Schutt; ein Viertel der grösseren Geschiebe besteht aus Molassesandstein; die kantenbestossenen alpinen Kalksteine sind meist gekritzt; daneben finden sich grünliche, feste Gneisse und Alpenprotogine. Am Kalberrain östlich Uffikon ist am Bord der Landstrasse eine halbverschüttete Schürfung von etwa 20 m Längserstreckung. Man sieht konform unter ca. 10° nach E fallende Lager von miocäner Nagelfluh, mit einzelnen Sandsteinbänken dazwischen, auf horizontal geschichtetem Sandstein auflagern. Die Nagelfluh ist locker, zumal in den obern Partien und darauf liegt sandige Grundmoräne mit viel gekritzten Geschieben. Der Aufschluss ist nicht klar genug zur Entscheidung der Frage, ob hier eine Stauchung anstehenden Gesteines durch den diluvialen Gletscher vorliege. Auf glaziale Abscheuerung deuten auch die rundbuckelartigen Oberflächenformen in der Nähe der Wasserscheide mit ihrem sanften Anstieg auf der Stoss- und dem steilern Abfall auf der Leeseite hin. Die beiden Trockenrinnen, welche sich von der Knutwilerhöhe gegen das Buchsermoos ziehen, sind dagegen auf Schmelzwasserbäche zurückzuführen, die vom zurückweichenden Gletscherende aus noch eine Zeit lang dem hinter der Buchser Endmoräne gestauten See zuströmten. Wenn auch die Moränen des Hürntales reichlich Molassesand und Sandsteintrümmer enthalten, so muss doch bei weitem der grösste Teil der sehr bedeutenden, durch den Gletscher erodierten Molassemenge durch den Gletscherbach und die damals so wasserreiche Wigger verfrachtet worden sein.

Begünstigt wurde die mächtige Erosionswirkung des diluvialen Gletschers im Hürnbachtal durch folgende Faktoren: 1. Die Sandstein- und Mergelmolasse, in welcher das Tal liegt, ist ein sehr wenig resistentes Material. Auf diese Unterlage wirkte nun der Gletscher ein vermöge seines mechanischen Druckes, der in der Gegend des Buchsermooses einer Eismächtigkeit von mindestens 200 m entsprach. Unter einer solchen Last musste der innere Zusammenhang der stets mit Wasser durchtränkten Molassegesteine gelockert, hervorragende Partien abgequetscht oder abgedrückt werden. In dieser letzteren Weise dürfte sich der Eisdruck namentlich gegenüber den Molasserippen zwischen den Seitentälchen geäussert haben, weil jene dem Vordringen des Eises am meisten im Wege standen. 2. Diese unmittelbare Druckwirkung wurde unterstützt

durch die in die Unterseite des Eises eingebackenen Moränentrümmer. Sie machten den Gletscher zu einer groben Feile, mittels welcher er sein Molassebett bearbeitete[1]). Für diese abschleifende Tätigkeit des Eises fällt insbesondere der grosse Unterschied in der Beschaffenheit des schleifenden und des geschliffenen Gesteins in Betracht. Hier die weichen Mergel und Sandsteine, dort zum grössten Teil sehr feste und harte, alpine Gesteinsarten. Diese gelangten wahrscheinlich durch die Spalten des Gletschersturzes, beim Eintritt in das Hürntal, sowie durch die Randklüfte unter den Eisstrom und nutzten seinen Felsgrund viel stärker ab, als sich selbst. Der Abscheuerungsdetritus wurde durch das im Bereich des Eissturzes unter den Gletscher stürzende Schmelzwasser fortgeführt, sodass sich hier keine schützende Grundmoränenschicht ausbilden konnte[2]), die Molasse vielmehr dauernd der abschleifenden Wirkung des Gletschers ausgesetzt blieb. Während man früher nach Heim allgemein annahm, die mechanische Verwitterung sei unter dem Gletscher aufgehoben, oder doch mindestens sehr stark reduziert, ist neuerdings auf Grund der Beobachtungen und Experimente von Finsterwalder und Blümcke, namentlich von W. Salomon[3]) die entgegengesetzte Anschauung vertreten worden. Da nach dieser infolge der Bewegung des Eises an den einzelnen Punkten des Gletscheruntergrundes, besonders stark an unebenen Stellen, die Druckstärken sich fortwährend ändern, mit jeder Druckvergrösserung aber eine Verflüssigung, mit jeder Druckverminderung ein Wiedergefrieren verbunden ist, so müsste unter dem Gletschereise der mächtigste Faktor der mechanischen Verwitterung, die Frostwirkung vorhanden sein[4]). Diese würde an günstig situierten Orten den Felsuntergrund allmählich in Trümmer auflösen, die dann der Gletscher mit fortnähme, worauf die Frostwirkung von neuem einsetzt. In diesem Wechselspiel von mechanischer Verwitterung und Forttransport der Trümmer durch den Gletscher erblickt Salomon die mächtigste Ursache der Gletschererosion. Indessen geht er entschieden zu weit, indem er dieser bisher „verkannten" Wirkung des Gletschers auf seinen Untergrund die direkte feilende und schrammende Tätigkeit als geradezu bedeutungslos gegenüberstellt. Dass der Einfluss des Gletschers auf die Oberflächengestaltung in der Nähe der östlichen Wasserscheide des Hürntales am bedeutendsten erscheint, erklärt sich aus dem Umstande, dass das Eis hier am längsten arbeitete, die grösste Mächtigkeit und wohl auch die grösste Bewegungsgeschwindigkeit erreichte.

Man hat nun die ganz analoge Gestaltung anderer Täler dadurch zu erklären gesucht, dass man sie als „tote", ihres Stammflusses beraubte Täler ansah. (Meines Erachtens übrigens nicht eine Lösung, sondern blos eine Verschiebung des Schwerpunkts der Frage nach der Grundursache.) Nun findet sich aber kein Fluss, dem man die

[1]) Vergl. A. Baltzer. Unter Grindelwaldgl. l. c. pag. 10.

[2]) Vergl. Heim, Handbuch der Gletscherkunde, und Forel. Léman.

[3]) Können die Gletscher in anstehendem Fels Kare, Seebecken und Täler erodieren? Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie etc. 1900, II. Bd. 3. Heft, p. 117—139.

[4]) l. c. p. 126.

Bildung des Tales zuschreiben könnte, noch vermöchte die Annahme eines solchen die ganz speziellen Charaktere der Talung begreiflich zu machen. Gerade weil in diesem Falle die beliebte Erklärung gänzlich versagt, habe ich die Entstehungsgeschichte des an sich so unbedeutenden Molassetälchens eingehend erörtert. Sie besitzt prinzipielle Wichtigkeit für die Deutung anderer ähnlicher Bodengestaltungen des Gebietes. Hat der diluviale Gletscher dieses Seitental der Wigger in solch tiefgreifender Weise umgestaltet, so muss er unter den gleichen oder ähnlichen Bedingungen auch anderswo das präglaziale Relief des Molasselandes in mehr oder minder hohem Grade verändert haben.

Die Bifurkation von Sursee.

[Hiezu zwei Kartenskizzen p. 80 und 109 sowie t. A. Bl. 182, 183.]

Bei Sursee, am nördlichen Ende des Sempachersees, wo das Suhrental seine grösste Breite erreicht, steht es mit dem benachbarten Wiggertal durch die weite und tiefe Senke des Mauensees und des entleerten Wauwilersees in offener Verbindung. Der Spiegel des Sempachersees liegt 507 m, die Alluvionstalsohle nordwestlich Sursee ca. 500 m hoch; die Oberfläche des Mauensees besitzt 507,5 und das Wauwilermoos 504 m Meerhöhe, während der Talboden der Wigger nördlich Schötz zu 500 angegeben wird. Die Erhebungen, welche über den Spiegel des Mauensees bezw. des Wauwilermooses hervorragen, bauen sich, soweit Aufschlüsse ergeben haben, ganz aus Glazialschutt auf; nirgends im Bereich der ganzen Niederung ist Molasse anzutreffen. Die Wasserscheide zwischen Suhre und Wigger [tiefste Stelle 512 m] wird durch den Längsmoränenzug gebildet, der westlich an Sursee vorbei gegen St. Erhard hinzieht. Der Bognauerbach, der den Mauensee speist, entspringt bei Dogelzwil westlich Oberkirch am Suhrentalerabhang des Leidenberges, dicht neben andern Bächen, die der Suhre zufliessen [Bl. 185].

An der engsten Stelle zwischen Mauensee und St. Erhard ist die Lücke, in 530 m Höhe gemessen, immer noch 1,66 km breit; gegen Schötz hin erweitert sie sich rasch, sodass ihre Breite in der Gegend des ehemaligen Wauwilersees um 3 km beträgt. Das östliche Molasseplateau des Leidenberg fällt gegen die Ortschaften Mauensee und Kottwil mit einem durchwegs bewaldeten Steilhang ab. Auf der gegenüberliegenden Seite dagegen steigt die stellenweise mit Moräne überschüttete Meeresmolasse am Abhang des Santenberges sehr sanft gegen NW an. In der Lücke des Mauensee-Wauwilersees erblicken wir lediglich ein weiter vorgeschrittenes Stadium derjenigen von Knutwil-Buchs-Dagmersellen. Während jedoch hier die trennende Molasseschwelle noch deutlich sichtbar ist, besteht die gegenwärtig im Minimum nur 5 m hohe Wasserscheide zwischen der Suhre und dem Mauensee nur aus Diluvialschutt. Nun drang aber der Hauptstrom des Suhrentalgletschers von Sursee noch 13 km weit bis Staffelbach vor, der Nebenlappen dagegen reichte nur 8 km westwärts von Sursee [wobei allerdings berücksichtigt werden muss, dass die Achse dieses letzteren von der

Hauptbewegungsrichtung des Eises oberhalb Sursee um etwa 40° abwich, während die Richtungsänderung des Suhrentales unterhalb Sursee nur etwa die Hälfte ausmacht. Auch mag die mächtige Breitenentwicklung des Mauenseearmes auf sein Wachstum in der Längsachse reduzierend eingewirkt haben.]. Der bei Triengen stationierende Hauptgletscher stiess nur noch eine ganz kurze Eiszunge bis etwas jenseits vom Mauensee nach W vor und blieb später sogar, wie der geradlinige Verlauf der Längsmoränen westlich Sursee beweist, ganz auf das Haupttal beschränkt. Dieser Unterschied in der Gletscherentfaltung ist nur verständlich unter der Voraussetzung einer unter dem Diluvialschutt begrabenen Molasseschwelle, die dem Eis den ungehemmten Eintritt ins Tal des Mauensees versperrte. Dabei ist zu bedenken, dass die Felssohle des Suhrentales in dieser Gegend vermutlich so tief liegt wie die tiefste Stelle des Sempachersee-Grundes, 424 m, sodass das Eis bei Sursee immerhin noch eine Mächtigkeit von 80—90 m erreichen konnte, ohne gegen den Mauensee überzufliessen. Der anwachsende Gletscher drang in das Sammelgebiet der Bäche ein, die zwischen Ettiswil und Egolzwil in den Rotbach und in die Wigger mündeten. Die Tälchen wurden erweitert und vertieft, und die Molasserücken, die sie von einander trennten, infolgedessen in gleichem Masse verschmälert und erniedrigt. Ihre abgeschliffenen Reste sind unter den diluvialen und alluvialen Ablagerungen verborgen, die wir überall als oberste Decke der mehr als 25 km² grossen Niederung zwischen Sursee und der Wigger antreffen. Die Gletschererosion hat hier, begünstigt durch grosse Eismächtigkeit, das präglaziale Relief in noch viel höherem Grade verwischt und umgeprägt, als weiter nördlich im Hürntal. Der Santenberg, welcher zwischen beiden stehen geblieben, ist ein „Molassezeuge"; sein höchster westlicher reichgegliederter Teil weist in allen Zügen noch das Gepräge auf, welches Wassererosion und Verwitterung ihm aufgedrückt haben; sein gegen W allmählich ansteigender, niedriger und ungegliederter Ostteil dagegen verdankt seine heutige Gestalt der Gletschererosion.

Ist die dargelegte Auffassung von der Entstehung des Reliefs dieser Gegend zutreffend, so muss der Gletscher eine ganz gewaltige Erosionsarbeit verrichtet, gleich einer breiten Schaufel[1]), die weiche Molasse ab- und ausgeschnürft haben. Man möchte vielleicht mit Escher dagegen einwenden, dass das verschwundene Gesteinsmaterial unter solchen Umständen in viel grösserer Menge in den Grund- und Endmoränen aufgehäuft sein müsste, als man in Wirklichkeit beobachten kann. Nun ist jedoch die Sandstein- und Mergelmolasse ein so weiches, leicht zerdrückbares und zerreibliches Gebilde, dass es sehr rasch in seine feinsten Partikel aufgelöst werden musste. Diese aber wurden am ehesten und leichtesten von den Gletscherbächen aufgenommen und weiter verfrachtet. Ausserdem ist zu bedenken, dass von den mächtigen Moränen der Talsohle meistens nur die obersten Lagen zugänglich sind, welche in erster Linie die eckigen zum Teil groben Obermoränentrümmer enthalten, dass dagegen über die Zusammensetzung der

[1]) Vergl. Heim, Handbuch der Gletscherkunde.

in der Tiefe liegenden Hauptmasse der Grundmoräne meist nur sehr wenig bekannt ist. Hier aber müssten die Abscheuerungsprodukte doch offenbar gesucht werden. Der Endmoränenwall, der das Wauwilermoos im W umgürtet, besteht nach Mühlberg[1]) „aus undeutlich geschichteten Sand- und Grienmassen" mit geritzten Kalken und gerundeten Blöcken, während grosse eckige Blöcke fehlen. In einer Grube in der Endmoräne östlich Schötz fand ich Sand und Mergel der Masse nach weitaus vorherrschend, darin eingeschlossen spiegelblank polierte und gekritzte Geschiebe von dunklem Alpenkalk, wenig subalpinen Sandstein und krystallinische Alpengesteine, sowie einzelne Molassebrocken. Eckige Trümmer treten sehr zurück; die Endmoräne baut sich hier offenbar sogar in ihren obersten Lagen vorwiegend aus Grundmoräne auf. Ganz ähnliche Zusammensetzung zeigte sich in einem Aufbruch an der Landstrasse Ettiswil-Sursee nördlich Zuswil. Nur waren hier zwischen die Sande und Mergel einzelne schiefe Kiesschmitzen eingelagert. Der molasseähnliche Sand fällt durch sein reichliches Auftreten auch in zwei Gruben an der Landstrasse bei Mauensee auf. Grössere Blöcke aus Sandstein sind dagegen selten. Wenn die Molasse am Aufbau der Moränen dieser Gegend einen erheblichen Anteil nimmt, so kann darin keineswegs ein Beweis für die Grösse der Gletschererosion erblickt werden, sondern die Erscheinung ist vielmehr nur ein Anzeichen für die Gletscherwirkung überhaupt. — Für die Annahme eines alten Wiggerlaufes ins Suhrental oder umgekehrt eines alten Suhrenlaufes gegen die Wigger fehlen; wie schon Kaufmann[2]) ausdrücklich betont hat, jegliche Anhaltspunkte. Die im S von Sursee gelegene Lücke von Gattwil, zwischen Nottwil am Sempachersee und Buttisholz im Tal des Rotbaches gelegen, weist keine so weitgehende Erweiterung und Vertiefung, vielmehr nur eine Verflachung der immerhin noch 100 m über dem Spiegel des Sempachersees sich erhebenden Wasserscheide auf. Das mag davon herrühren, dass sie bloss eine Kommunikation zweier benachbarter Eisströme vermittelte, höchstens vorübergehend den Abfluss einer Eiszunge in eisfreies Gebiet. [Vergl. p. 101.]

Die nämlichen Unterschiede, wie sie zwischen dem vergletscherten Hürntal und den eisfrei gebliebenen andern Seitentälern der Wigger nachgewiesen worden sind, bestehen nun in grossem Masstabe auch zwischen den von Armen des diluvialen Reussgletschers durchflossenen Molassetälern und jenen in dem vom Gletscher der letzten Eiszeit nicht berührten Gebiet.

Die diluvialen Eisstromtäler.

Die Hauptmerkmale der glazialen Stromtäler sind folgende:

1. Sie strahlen von der zweifachen Ausfallspforte des alpinen Reuss-Aargletschers (Luzerner- und Zugersee) fächerförmig nach NW und N aus. Wenn man die Achse der weiten und tiefen Talniederung des aargauischen Reusstales, zu der

[1]) I. Bericht, p. 105.
[2]) Beitr. L. XI, p. 449/50.

das Bünztal und das Knonaueramt als Seitenglieder gerechnet werden müssen, alpenwärts verlängert, so führt sie mitten durch den tiefen Einschnitt zwischen Rigi und Rossberg. Wandert man durch die Täler der Aa, Wina, Suhre oder Roth aufwärts, so erblickt man stets die Rigi zur Linken, den Pilatus zur Rechten, gerade vor sich jedoch in der Verlängerung der Talachse das weite, durch den Bürgenstock geteilte andere Tor des diluvialen Reuss-Aargletschers.

2. Die Täler zwischen Reuss und Roth sind auffallend gerade; nirgends treffen wir Serpentinenbildung, wo die Talrichtung sich ändert, geschieht es allmählich in einer sanft gekrümmten Linie (Suhrental).

3. Innerhalb der Endmoränenzone sind sie breit, muldenförmig und zeigen im allgemeinen den von Kaufmann unter dem Namen Bogenbreittäler beschriebenen Typus. Durch die glazialen Ablagerungen erscheint die Talsohle mehr oder weniger unregelmässig; meist wird sie durch die Rückzugsquermoränen der Länge nach in mehrere aufeinanderfolgende, successive tiefer liegende Stufen abgegrenzt, welche durch Seebecken oder deren Reste bezeichnet werden. Ausserhalb der Endmoränen der letzten Eiszeit verengen sich die Täler rasch; das Querprofil gleicht mehr dem eines Troges, die Gehänge fallen unter einem Winkel zu der flachen oder terrassierten Schottersohle ab. Ihre grösste Breite erreichen alle diese Täler innerhalb des Bereiches der letzten Vergletscherung und zwar näher der subalpinen Molasse als den Endmoränen.

4. Soweit die Täler vom Eis bedeckt waren, sind die Seitengehänge kaum gegliedert. In die mit Glazialschutt mehr oder weniger stark überschütteten Talflanken haben sich die Seitenbäche meist nur wenig tiefe Tobel und Schluchten eingeschnitten, mit deren Weiterbildung sie eifrig beschäftigt sind. Aus dem Verlauf der Moränen und dem unfertigen Charakter der meisten dieser Einschnitte geht hervor, dass ihre Bildung erst mit dem Rückzug der letzten Gletscher begonnen hat. Manche sind ganz in Glazialschutt eingegraben, andere haben stellenweise die Molasseunterlage erreicht, während sie dazwischen auf Schutt fliessen, ein Zeichen, dass der neue Lauf mit dem früheren nicht zusammenfällt. Im Gegensatz hiezu zeichnen sich die eisfrei gebliebenen Talstücke durch den Reichtum an wohlentwickelten verhältnismässig tiefen und weiten Seitentälchen aus; deren Sohlen laufen meist flach in den Niederterrassenboden des Haupttales aus; Kahlrisse und Schluchten fehlen fast gänzlich, das Gefäll ist ausgeglichen. Da an ihrer Bildung andere Faktoren, als Wassererosion und Denudation nicht beteiligt waren, so geben sie einen Masstab für deren Wirksamkeit als Reliefbildner in der weichen Molasse. Die Tälchen werden von einander geschieden durch Hügelrücken, die zum Teil kulissenartig quer gegen das Haupttal vorspringen, sodass von einem einheitlichen Seitengehänge kaum mehr die Rede sein kann. Besonders deutlich findet sich dieser Talcharakter im Winental unterhalb Kulm und im untern Suhrental ausgeprägt; er ist die Norm in den eisfrei gebliebenen Tälern des Napf und des westlichen Gebietes überhaupt.

5. Die Eisstromtäler besitzen gegen die Reuss-Emmeniederung von Malters-Zug hin alle einen mehr oder weniger weit offenen Eingang. Es fehlt ihnen das Hintergehänge. — Wandern wir dagegen durch eines der vielen Napftäler bergwärts, so sehen wir die Seitengehänge immer näher zusammenrücken, sodass in ihrem Grund nur noch der Bach Platz hat; gleichzeitig wird das Gefälle grösser, bis der „Graben" endlich seinen Abschluss in einem steilwandigen Zirkushintergrunde findet.

6. Die Molasserücken, welche das Rottal vom Suhrental, dieses vom Seetal und das letztere vom untern Reusstal scheiden, steigen von der Reuss und Emme zwischen Littau und Rotkreuz ganz allmählich zu ihrer grössten Höhe an, sodass innerhalb des Vierecks Neuenkirch-Littau-Baar-Mettmenstetten eine ungefähr 200 km² haltende hügelige Depression besteht, in der keine Erhebungen das Niveau von 600 m erreichen.

7. Die Molassesohle aller dieser Täler ist mit diluvialen und alluvialen Ablagerungen von jedenfalls sehr bedeutender Mächtigkeit bedeckt, sodass die Flüsse ausser in ihrem Quellgebiet an keiner Stelle ihres Laufes bis zu ihrer Mündung in die Aare über anstehende Molasse fliessen.

8. Allen ist ein verhältnismässig geringes Gefälle eigen, das infolge der Beckenbildung erheblich variiert.

Die aufgeführten Charakterzüge einzelner dieser Täler sind teilweise schon von Rütimeyer[1]) beachtet und geschichtlich gedeutet worden: Er erblickte in ihnen ihrer alten Stammflüsse beraubte Täler. Heim[2]) vertritt eine ähnliche Auffassung, indem er annimmt, es seien die breiten, gefällsarmen Täler des Sempacher- und Hallwilersees (nebst andern) durch grössere Flüsse ausgewaschen, die jedoch in der Folge oft abgelenkt wurden. Heim gibt auch die Wahrscheinlichkeit einer Ausweitung dieser Molassetäler durch die diluvialen Gletscher mit ihrer Grundmoräne aus festem und hartem Gestein ohne weiteres zu und bestreitet die theoretische Möglichkeit einer Vertiefung und Aushobelung seichter Tümpel nicht unbedingt. Hingegen betont er[3]), „dass die meisten dieser Täler dafür in der Vertiefung zurückgeblieben sind, der früher ihnen angehörende Hauptfluss tiefere Wege gefunden habe, die manchmal quer zu den früheren Gletscherläufen gehen und nicht mehr in das höhere relativ stagnierende Gletscherbecken zurückkehren." „Hätte die Vergletscherung diese Täler wesentlich vertieft, so wäre es den Flüssen nicht eingefallen, so oft die Gletscherhaupttäler zu verlassen."

Kaufmann[4]), wohl der gründlichste Kenner des Gebietes zwischen Reuss und Emme, ist der Ansicht, dass die „Bogenbreittäler" der Rot, Suhre, des Ron- und Hürn-

[1]) Über Tal- und Seebildung. 1869.
[2]) Handb. d. Gletscherkunde. 1886.
[3]) l. c. p. 397.
[4]) Beitr. L. XI, p. 445 ff.

baches, der Wina bis Kulm, der Bünz, der Reuss von Gisikon bis Mellingen u. a. m. ihre Entstehung grossenteils der Gletschererosion verdanken. Die Ursache der grossen Depressionen nördlich Luzern und nördlich vom Zugersee erblickt er in dem Hervortreten der durch die Rigihochfluh gespaltenen Arme des Reussgletschers auf die Molasse. Dem Schutze durch die Rigi sollen die stehen gebliebenen Stücke Inwil-Dietwil und der Rooterberg ihre grössere Höhe verdanken [1]). Kaufmann gelangt zu der Überzeugung, dass die Gletschererosion den andern Erosionen der nähern Umgebung im allgemeinen Schritt zu halten vermöge [2]).

Im Hürntal glaube ich nun den Masstab für die ausweitende Tätigkeit des diluvialen Eises mit Sicherheit, für die vertiefende Aktion mit einiger Wahrscheinlichkeit gefunden zu haben und stehe daher nicht an, in den Molassetälern zwischen Rot und Bünz die Verbreiterung und Geradelegung, die Muldenform, die Abtragung der Hintergehänge und die Erniedrigung der Wasserscheiden gegen das Reusstal wesentlich als ein Werk der eiszeitlichen Gletschererosion zu betrachten.

Die erste Anlage dieser Täler fällt Flüssen zu, deren Sammelgebiet nicht wesentlich grösser war, als in der Gegenwart. Das tiefe Tal längs der Grenzlinie der alpinen Hebung zwischen Malters und Honau existierte schon vor Ende der letzten Vergletscherung, wie aus den fluvioglazialen Ablagerungen seiner Sohle sowie von Littau, Staffeln, am Ausgang des Rotseetales und bei Gisikon-Honau geschlossen werden muss. Nach Kaufmann [3]) ruhen die Pfeiler der Reussbrücke der Zürcherlinie, „die 40 Fuss tief unter die Fahrbahn (438 m) gehen“ auf Grien, sodass hier die Felssohle des Tales mindestens 8 m tief unter dem Reusspiegel (434 m) liegt. Bei der Fundierung der Luzerner Quaibrücke fand man 34 Fuss tief unter dem Wasserspiegel noch Glazialschutt und in der Nähe in 57 Fuss noch keine Molasse [4]). Der Grund des Rotsees liegt 407 m tief, d. h. 27 m unter dem Niveau der Reuss jenseits der ganz aus Kies, Sand und Glazialschutt aufgebauten Wasserscheide von Friedental. Demnach dürfte die Felssohle des Reussquertales Luzern-Emmenbrücke überall ziemlich tief unter der heutigen Alluvionsoberfläche liegen.

Den Erwägungen, die zu der Annahme geführt haben, es seien die Täler des Sempacher- und Hallwilersees ihrer Oberläufe beraubte tote Täler, möchte ich folgende Tatsachen und Bedenken gegenüberhalten:

1. Die betreffenden Argumente gelten in gleicher Weise für alle vom diluvialen Reussgletscher der letzten Eiszeit durchströmten Täler des Molasselandes. Die Täler der Bünz, Wina, Rot, die Wiggerseitentäler des Mauensees und Hürnbaches, in die der

[1]) Beitr. L. XI. l. c. p. 449.
[2]) l. c. p. 453.
[3]) l. c. p. 461.
[4]) Kaufmann sieht in diesen Tatsachen Beweise für die von ihm verteidigte Spaltennatur des Quertales.

Reussgletscher eindrang, sie alle weisen den nämlichen Widerspruch auf zwischen den heute noch wirksamen Ursachen der Erosion einerseits und den Talformen anderseits. Selbst wenn nun die Theorie der Flussablenkungen im stande wäre, die Verhältnisse zweier dieser Täler befriedigend zu deuten, so bliebe der Widerspruch hinsichtlich der andern ohne analoge Hypothesen bestehen. Nun kann aber weder das Hürntal noch das Tal des Mauensees als Torso aufgefasst werden und zum selben Resultat führt die Betrachtung der Täler der Bünz, Wina und Rot.

2. Wenn wir eine Ablenkung des supponierten Stammflusses des Hallwilerseetales („Westreuss" = Engelbergeraa + Sarneraa) durch einen linken Zufluss der dem Zugerseequertal entsprechenden „Ostreuss" annehmen, so müssen wir als Ursache eine bedeutende Niveaudifferenz zwischen dem ablenkenden und dem abgelenkten Flusse voraussetzen, wie wir sie beispielsweise zwischen dem Stammfluss des Engadins und der ablenkenden Maira beobachten können. Die Möglichkeit eines solchen Höhenunterschiedes zwischen zwei benachbarten und unter ähnlichen Erosionsverhältnissen befindlichen Tälern soll — obschon nicht ohne weiteres verständlich — zugegeben werden. Dann führt in unserem Fall, wie schon oben (p. 60) dargetan, die Existenz des Nagelfluhriegels von Arth-Goldau zu der Folgerung, dass eine „Ostreuss" die Lücke zwischen Rigi und Rossberg höchstens bis zum Niveau des Passpunktes von 467 m ausgewaschen haben könnte. Nach Brückner (Die Alpen im Eiszeitalter, p. 542) deutet das Niveau des glazialen Stausees der Muota im Tale von Schwyz auf eine Lage der Wasserscheide von Goldau in wenig über 500 m Meerhöhe. Der seitherigen Erosion fiele demnach die weitere Erniedrigung des Nagelfluhriffes zu. Unter der Voraussetzung der quartären Alpeneinsenkung Heims kämen wir auf eine ursprüngliche Höhe von 867 m des Reusslaufes an dieser Stelle. Selbst bei einem Gefälle von 167 m bis in die Gegend von Cham müsste der Talboden hier noch ein Niveau von 700 m besessen haben und die Ablenkung eines westlich vom Lindenberg gelegenen Flusses wäre nur möglich gewesen, wenn dessen Sohle noch beträchtlich höher gelegen hätte; d. h. aber: die Bildung des heutigen Hallwilerseetales wäre erst nach der Ablenkung seines Stammflusses erfolgt. Verlegen wir die Flussverschiebung hingegen in eine spätere Periode, nach der Randseebildung, so lässt sich nicht einsehen, wie der kleine Abfluss des Zugersees den viel bedeutenderen des Vierwaldstättersees angezapft haben sollte. Beweise für den vielfach vermuteten ehemaligen Zusammenhang der beiden Seen fehlen.

3. Die auffällige Breite der Täler besteht nur in ihrem vergletscherten Teil; ausserhalb der Endmoränen sind sie nicht einmal so breit wie das Wiggertal. Die Hypothese der alten Stammflüsse ist völlig ausser stande, zu erklären, warum z. B. das Suhrental zwischen Sempach und Sursee nahezu 3 km, bei Schöftland dagegen kaum 900 m breit ist, noch woher es rührt, dass das Seetal sich gegen seinen Ausgang verengt.

4. Wenn die Molassesohlen dieser Täler wirklich durch grosse, alpine Ströme geschaffen wären, so müssten sie ein einheitliches, geringes Gefälle aufweisen. Nun

beträgt dieses vom niedrigsten Punkt der in Molasse liegenden Wasserscheide (540 m) bis an den Grund des Sempachersees (430 m) auf 6 km 110 m, oder **18,3** ‰; von der Wasserscheide westlich Eschenbach (515 m, Moräne) bis an den Baldeggerseeboden (400 m) 115 m auf 6,8 km, oder **17** ‰. Das sind aber Gefälle, wie wir ihnen sonst nur im Oberlauf der Flüsse begegnen und bei denen sicher kein Gewässer von der Bedeutung der Reuss einen nahezu 2 km breiten Talboden erodiert. Selbst unter der höchst unwahrscheinlichen Annahme, es seien die südlichen Wasserscheiden beider Täler seit der Ablenkung ihrer Stammflüsse nicht mehr tiefer gelegt worden, vermag die Stammflusshypothese die Verhältnisse (Tiefe, Weite) der obersten Talstücke, welche doch zu ihr am meisten Anlass gaben, nicht zu erklären. Es müssten zum mindesten die den obersten Seebecken entsprechenden, wannenartigen Übertiefungen erst nach deren Ablenkung auf anderem Wege entstanden sein. Das heutige Oberflächengefäll ist ganz und gar ein Produkt der letzten Vergletscherung, denn wo die Talsohle nicht aus diluvialen Ablagerungen besteht, finden sich als deren Folge Alluvionen. Über die Beschaffenheit des Molassebodens, insbesondere über seine Neigung, fehlen jegliche Anhaltspunkte. Wenn diese Täler in ihrer Vertiefung im Vergleich zu dem aktuellen Reusstal zurückgeblieben sind, so darf daraus bloss geschlossen werden, dass ihre heutigen Flüsse bei dem vom Gletscher und seinen jedenfalls sehr viel wasserreicheren Abflüssen geschaffenen Gefäll sich nicht einzuschneiden vermögen.

Die von Eisströmen des letzten Reussgletschers durchflossenen Täler zwischen Rot im W und Reuss im E repräsentieren ein und dasselbe Phänomen in verschiedenen Graden der Ausbildung. Ihre morphologische Ähnlichkeit kann durch Flusserosion nicht erklärt werden. Sie ist vielmehr auf den diluvialen Gletscher, zumal der letzten Eiszeit, zurückzuführen. Um dessen Tätigkeit zu verstehen, muss man sich die Verhältnisse des Gebietes zu Beginn der letzten Vergletscherung vergegenwärtigen.

Die Reuss hatte ihr heutiges Tal von Luzern bis Turgi inne und arbeitete an der Erosion des Hochterrassenschotters und der Molasse. Die Talsohle lag zuletzt tiefer als der heutige Reusspiegel. Das Tal der kleinen Emme existierte, mindestens von Schachen bei Malters an, in der heutigen Richtung. In das gegen die Aare geneigte Plateau zwischen Wigger und Reuss hatten sich die heutigen Flüsse dieses Gebietes Talsysteme eingeschnitten. Suhre und Hallwileraa besassen das grösste Einzugsgebiet und griffen mit ihren Quellbächen am weitesten nach S. Die rückschreitende Erosion hatte die Wasserscheide zwischen ihrem Sammelgebiet und dem Emme-Reusstal allmählich erniedrigt. Die Lagerungsverhältnisse des Niederterrassenschotters ausserhalb der Endmoränen beweisen, dass die Molassetäler hier vor seiner Aufschüttung tiefer erodiert waren als heute. Die Erosion erreichte im Haupttal ihr Ende und machte der Alluvion Platz, als die Gletscher das Vorland erreichten. Die Hauptflut fand durch das Reusstal unbehinderten Abfluss. Erst als sich die Eismassen nördlich Luzern in der Reuss-Emmeniederung bis über das Niveau der Einsattelungen der Wasserscheide gegen das Suhren- und Aatal gestaut hatten, fanden Gletscherzungen auch in diese Täler ihren Weg.

Gemäss der Höhe der südlichen Eingangspforten drangen später schwächere Eisströme nacheinander auch in die Täler der Rot und Wina ein. Dann gliederten sich von dem Hauptgletscher des Reusstales Zungen in die Täler der Bünz und von Bonstetten ab, während der Suhrentalstrom bei Sursee solche in die Seitentäler der Wigger vorstiess.

Die Umgestaltung der Molassetäler durch den Reussgletscher.

Das Suhrental [Tafel I Pr 1 a–g]. Von Schöftland aufwärts wird das Tal rasch breiter, die Gehänge sanfter, das Querprofil ein immer flacherer Bogen. Das Gefälle der z. T. alluvialen, z. T. diluvialen Sohle ist sehr gering. Oberhalb des Seebeckens von Sempach verliert sich der einheitliche Talboden. In der Depression, welche seine südöstliche Fortsetzung vorstellt, finden wir ein eigentümlich wellig-hügeliges Terrain mit sanft gerundeten Erhebungen meist aus Molasse, seltener aus Gletscherschütt und mit dazwischen liegenden seichten Wannen [Pr 1 a u. t. A. Bl. 188 u. 202]. Ein Hauptfluss fehlt, die an den Talflanken entspringenden Bäche haben, zwischen den Hügeln sich durchwindend, den Boden leicht durchfurcht. Die Bahnlinie Olten—Luzern folgt von Sempach bis Rotenburg der tiefsten Rinne, einem glazialen Schmelzwasserlauf. Ohne dessen inne zu werden, überschreitet man die ganz flache Wasserscheide. Jenseits derselben fliessen aber die Bäche nicht direkt nach der Linie des grössten Gefälles in südöstlicher Richtung gegen Emme und Reuss, sondern nahezu parallel zu diesen Flüssen längs dem unregelmässig terrassierten Abhang nach ENE. Der Rand des sich zurückziehenden Gletschereises wies dem Wasser diesen sonderbaren Lauf. Sowohl der Rotbach, welcher am weitesten westwärts bei Hellbühl im Ziswilermoos entspringt, als auch der Waldibach haben sich erst nach dem vollständigen Gletscherrückzug im Unterlauf eingeschnitten. Ihr eiszeitliches Bett erstreckte sich von Rotenburg durch das Rotenburgermoos und durch ein Trockental nordostwärts gegen Eschenbach [Bl. 189 u. 203]. In dieser Richtung floss wohl auch die Emme zeitweise aus dem glazialen Littauersee dem Eisrand entlang ab.

In dem Gelände zwischen Sempach und der Linie Hellbühl—Rotenburg findet sich Moräne nur an eng umgrenzten Stellen[1]), zumeist an der Leeseite der Molasserundlinge. Wir befinden uns in einem Gebiet ausgedehnter glazialer Abtragung. Nur in der Gegend von Gossenrain-Winkelbach, südöstlich Sempach, zeigt sich eine Gruppe von länglichrunden, im allgemeinen von SE gegen NW gestreckten Hügeln, die zum grössten Teil aus lehmig-sandiger Grundmoräne bestehen. Vielleicht hat man es hier mit einer kleinen Drumlins-Schar zu tun. Geht man von Sempach in der Richtung der Landstrasse über Rain nach Eschenbach, so fallen die flachen, sanft gerundeten Rücken und Buckel aus Molasse mit den dazwischen liegenden Mulden und Wannen ins Auge. Westlich von Rain streichen sie allgemein in nordwestlicher, östlich von Rain dagegen in nördlicher bis nordöstlicher Richtung. In sonderbarem Gegensatz zu diesen undulösen Terrainformen stehen vereinzelte Terrassenabstürze und Steilborde,

[1]) Vergl. Kaufmann Beitr. L. XI. p. 393.

denen man südlich von Rain begegnet. Auf der Karte glaubt man hier Terrassenflächen und Stufen vor sich zu haben; die Beobachtung im Feld ergibt jedoch stets, dass es in Wirklichkeit successive höher liegende Wannen und Rücken sind, deren steiler Aussenrand durch Schmelzwasser entstanden sein dürfte.

Von seinem breiten Südeingang an verschmälert das Suhrental sich stetig bis zur Endmoräne von Staffelbach. Man möchte vielleicht geneigt sein, dieses eigentümliche Verhalten auf den Gesteinswechsel zurückzuführen. Denn während das obere Talstück bis Triengen ganz in obere Süsswassermolasse eingeschnitten ist, nimmt von hier an talauswärts die marine Molasse am Aufbau der Gehänge Anteil. Allein einmal zeigt sich, wie schon Kaufmann bemerkt, kein wesentlicher petrographischer Unterschied zwischen beiden Stufen; sodann hält die Verschmälerung an, nachdem das Tal ganz in die marine Molasse eingetreten ist. Ferner sehen wir im nahen Seitental der Ruederchen keinerlei Einfluss des Gesteinswechsels auf die Talbreite und umgekehrt zeigt sich die Verschmälerung sehr deutlich in Gletscherstromtälern, die ganz in obere Süsswassermolasse eingeschnitten sind (Reuss und Aa). Das Zustandekommen der Muldengestalt und die allmähliche Unterdrückung der Seitentäler lässt sich von der Endmoräne von Staffelbach an talaufwärts in allen Entwickelungsstadien verfolgen.

Die Endmoränen haben das Tal von Kirchleerau zurückgestaut und seinen Bach an den Vorsprung des Nack gedrückt; desgleichen versperrten sie dem Bach des Längegg-Seitentälchens den Ausgang. Südlich Moosleerau [T. A. Bl. 169] erscheint die Nische der Lützelau, wie Querprofil 1 d sehr deutlich zeigt, in 600 m Meerhöhe durch den obersten Längsmoränenwall gegen das Haupttal abgeschlossen. Hinter der Moräne sieht man einen gegen 1000 m langen und bis 250 m breiten flachen Wiesengrund, den Rest eines durch den diluvialen Gletscher gebildeten Stausees. Südwärts ansteigend hat derselbe Schuttwall (bezw. der ablagernde diluviale Gletscher) die Wannen von Kulmerau (630 m), Wellnau (690 m), Etzelwil-Weierbach (710 m), Krummbach (700 m) gegen das Haupttal verschlossen [Bl. 169 u. 183]. Jedem dieser Kessel entspricht eine bergwärts konvexe Ausbiegung des Moränezuges, woraus hervorgeht, dass hier ein präglaziales verzweigtes Seitental vorhanden war, dessen Hintergrund noch in seinem ursprünglichen Zustand erhalten und mit Gletscherschutt und alluvialem Lehm aufgefüllt ist. Diese flachen Talwannen werden gegen das Haupttal hin durch steile, z. T. bis in die Molasse eingerissene Schluchten drainiert, welche auffallend gegen den obern Teil des Tales kontrastieren. Der Gletscher hat die zerschnittenen Seitengehänge in umso höherem Grade abgeschliffen, je weiter seine Eismassen am Abhang emporreichten, stellenweise so stark, dass der Unterlauf der Seitentälchen zum Verschwinden gebracht wurde. So mündete dann der Oberlauf nach dem Gletscherrückzug mit einer Steilstufe in das verbreitete Haupttal aus.

Der Betrag dieser horizontalen Gletschererosion kann nur durch Vergleich der Dimensionen des Tales innerhalb und ausserhalb der Endmoränen annäherungsweise abgeschätzt werden, wobei, um nicht zu hoch zu gehen, angenommen werden mag,

dass das Tal in der weniger widerstandsfähigen obern Süsswassermolasse durchschnittlich um 500 m breiter gewesen sei, als bei Schöftland (950 m).

	Flussniveau	Horizont der Messung	Talbreite	Wahrscheinliche Verbreiterung
	m	m	m	m
Sempachersee	507	540	3100	1650
Triengen	486	520	1800	350
Schöftland (ausserh. d. Endmoränen)	460	490	950	—

Diese glaziale Verbreiterung des Suhrentales ist demnach am grössten oberhalb Sursee im Bereiche des Sempachersees, wo der Gletscher bei seiner grössten Mächtigkeit und dem grössten Gefälle seiner Unterlage nicht nur die maximale Bewegungsgeschwindigkeit erreicht haben dürfte, sondern wo er auch am längsten wirkte. In diese Zone der andauerndsten und zugleich intensivsten Gletschererosion gehört auch die Gegend der Wasserscheide zwischen Sempach und Rotenburg, das präglaziale Quellgebiet der Suhre. Es macht den Eindruck, als habe der diluviale Gletscher hier nicht nur im kleinen glättend, sondern vielmehr in ganz grossem Masstabe abhobelnd und erniedrigend auf ein zuvor viel höheres und sehr unebenes Terrain eingewirkt.

Mit der Verbreiterung der Talsohle hängt teilweise auch die Verschiebung der Wasserscheiden des Hürntales und des Mauensees zusammen. Weil die Verbreiterung des Suhrentales hier wegen seiner Krümmung besonders stark die linke konkave Flanke betraf, so ist seine Sohle gleichsam jenen Wasserscheiden näher gerückt worden.

Das Seetal (Tal der Seen von Hallwil und Baldegg) [Tafel II. Pr 8 a–e]. Es ist nach S gegen die breite Alluvionsebene der Reuss weit trichterförmig geöffnet, wie das Suhrental. Dagegen ist das Gebiet der Wasserscheide, die Senke zwischen dem Baldeggersee und der Reuss, mit mächtigen glazialen Ablagerungen bedeckt. Südlich und westlich Ballwil hat Früh[1]) eine Gruppe von Drumlins nachgewiesen. Auch die Gegend südlich von Hochdorf um Urswil ist reich an flachen Hügeln aus lehmig-sandiger Grundmoräne mit wenig geschrammten Kalkgeschieben; dazwischen liegen sanfte Wannen, von Torfmooren eingenommen: Eine typische Grundmoränenlandschaft [T. A. Bl. 189]. Im Gegensatz dazu bestehen der langgezogene Hügelrücken des Pfannenstiels südlich Ballwil, sowie die Plateaus zu beiden Seiten des Lindenbrunnentrockentälchens westlich Eschenbach aus horizontal geschichteten fluvioglazialen Kiesmassen, welche Früh[2]) dem Niederterrassenschotter zuzählt[3]). Der Pfannenstiel ist nach seiner Ansicht vielleicht ein Rundhöcker aus Niederterrassenschotter. Im S und SE von Eschenbach, zwischen Emmen und Inwil,

[1]) Ber. ü. d. Tätigk. d. St. Gallischen Naturwissenschaftl. Gesellschft. 1894/95 p. 377.

[2]) l. c. p. 377.

[3]) Vergl. auch Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, p. 514/15.

verschwinden die diluvialen Bildungen und die Aufschlüsse zeigen zumeist Molasse, die am ganzen linken wellig-hügeligen Seitengehänge der Reuss ansteht. Aus der Talebene zwischen Inwil und Pfaffwil [T. A. Bl. 189] erhebt sich eine ganze Gruppe gegen ENE streichender länglichrunder Hügelchen aus Molasse. Zwei davon, Ausserschachen und Burg, steigen südlich Inwil in nur 600 bezw. 200 m Entfernung von der Reuss 3—5 m hoch aus deren Schwemmebene empor. Die übrigen 10—12 sind der tiefesten Terrassenstufe des Lindenberges aufgesetzt und ragen etwa 6—15 m über ihre Umgebung hinaus. Gestalt, Gruppierung und Richtung lassen diese Hügelchen als Molasserundlinge erkennen. Aus ihrer Längsrichtung folgt, dass der westliche Hauptstrom des Reussgletschers hier einen Ausläufer um das Südende des Lindenberges herum durch das an dieser Stelle auffallend verengte Reusstal gegen den östlichen Hauptstrom entsandte. Im NE dieser Rundhöckergruppe findet sich nach Früh[1]) am Ostrande des Lindenbergspornes die Drumlinsschar Butwil-Schwerzlen-Sulzberg-Gerenswil, einer höheren Stufe des Molasseplateaus aufgelagert. Nördlich Inwil, von Fenkrieden über Gibelflüh nach Ballwil erstreckt sich ein sandiges Plateau mit mehreren Molasserundlingen. Früh[2]) sagt davon: „Die mittlere Zone macht den Eindruck einer glazialen Ausräumung, in den einzelnen Hügeln denjenigen von Rundhöckern."

Die grösste Weite besitzt das Seetal in unmittelbarer Nähe der südlichen Wasserscheide. Das Querprofil des Tales weist von Seengen aufwärts eine eigentümliche Assymetrie auf, welche sich darin äussert, dass das westliche Gehänge überall relativ steil ansteigt, das östliche dagegen in vielen Längsmoränenterrassen langsam zum flachen Rücken des Lindenberges sich erhebt [Pr 8 a–c]. Dieser Unterschied in der Gehängeentwickelung springt besonders deutlich in die Augen, wenn man das fruchtbare, wenig gegliederte, nur von einzelnen, den Bachtobeln entsprechenden Waldstreifen durchzogene, mit Dörfern übersäte Gelände von Fahrwangen-Müswangen-Hohenrain vom Homberg aus mit dem diesseitigen Abhang vergleicht. Der Unterschied scheint durch das Tal bedingt zu sein, welches bei Sarmensdorf die Gewässer vom Westabhang des Lindenberges nach der Bünz entführt [vergl. p. 100 No. 7]. Dieses Tälchen griff vor der letzten Eiszeit weiter nach S, vielleicht bis in die Gegend von Müswangen und war vom Hallwilersee durch einen niedrigen Molasserücken getrennt, die südliche Fortsetzung des Eichberges. Dieser Rücken wurde vom Eise gänzlich bedeckt und abgeschliffen, das Tal oberhalb Sarmensdorf wurde mit Gletscherschutt aufgefüllt und verwischt und schliesslich nach dem Gletscherrückzug sein Oberlauf nach dem Hallwilersee abgelenkt. Eine Untersuchung der Bachschluchten, die seit der letzten Eiszeit in den breiten Westabhang des Lindenberges eingeschnitten worden sind, zeigt, dass die Bachläufe nur zum kleinen Teil ihre Richtung beibehalten haben. Manche, wie z. B. der Bach von Fahrwangen-Meisterschwanden [T. A. Bl. 170] haben ihre postglazialen Schluchten

[1]) Ber. ü. d. Tätigk. d. St. Gallischen Naturf. Ges. 1894/95 p. 376.
[2]) l. c. p. 378.

ganz in Gletscherschutt eingefurcht; andere, darunter der Tröleten- und der Altwisbach [Bl. 172, 173] sind in Molasse, stellenweise aber ganz in Diluvium eingeschnitten. Im Grunde ihrer engen Tobel liegt fast überall Gletscherschutt, während die Talwände aus Molasse bestehen. Dies darf jedoch keineswegs dahin gedeutet werden, dass der Taleinschnitt präglazial und der Gletscher seinen Schutt darin deponiert habe, sondern die enge Furche in der Molasse ist jüngern Datums und der meist grobblockige Gletscherschutt stammt von den Gehängen. Dass die Mehrzahl der heutigen Seitentälchen während der letzten Vergletscherung nicht vorhanden waren, folgt aus dem ungestörten Verlauf der Längsmoränen. In dem bei Äsch mündenden Tröletentobel macht man die eigentümliche Beobachtung, dass an einer Stelle beide Gehänge aus Moräne bestehen, während sonst unterhalb und oberhalb Molasse ansteht; offenbar hat hier der Bach ein mit Gletscherschutt eingedecktes älteres Tal durchquert. Solange der Gletscher das Seetal teilweise erfüllte, war der Lauf der Bäche des westlichen Lindenbergabhanges durch die Längsmoränen bestimmt. Die Oberflächenwasser sammelten sich in den seichten, wannenförmigen Rinnen zwischen diesen und dem höheren Abhang und fanden ihren Abfluss durch das weite und ziemlich tiefe Moränental von Fahrwangen-Sarmensdorf in das schon eisfreie untere Bünztal. Als sich dann der Gletscher weiter zurückzog, begannen vom Hallwilersee her Bäche sich rasch in das Gehänge einzuschneiden; sie fielen dem gefällsarmen Längsmoränental in die Flanke und zapften dessen Fluss an verschiedenen Stellen ab, solcherart das Tal zerstückelnd. Aus dieser Entstehungsweise wird auch die Erscheinung verständlich, dass alle diese Wildbäche des Lindenbergabhanges nur von S her Zuflüsse erhalten, und meist in einem den Bergmoränen entlang laufenden Tälchen ihren Ursprung nehmen. Dem nämlichen Verhältnis begegnen wir übrigens mancherorts unter ähnlichen Bedingungen, so am Ostabhang des Lindenbergzuges und am Westabhang des Heitersberg-Hasenberg. Jedenfalls darf als feststehend gelten, dass die in der Horizontalen durchschnittlich 4 km breite Ostabdachung des Hallwilerseetales vor der letzten Vereisung wesentlich anders und viel reicher und intensiver gegliedert war als heutzutage.

Das Reusstal [Tafel III. Pr 11 d, e]. Der Flusspiegel liegt 80—100 m tiefer als die Sohle des benachbarten Hallwilerseetales und die Talbreite sinkt zwischen Sins und Mellingen nirgends unter 2 km im Niveau der Niederterrassenoberfläche gemessen, erreicht dagegen nördlich Sins auf längere Strecke den Betrag von 3 km und im Horizonte von 500 ist das Reusstal allerorts mehr als doppelt so breit als das Seetal im selben Niveau. Die der Reuss entsprechende breite Erosionsfurche zwischen Lindenberg (900 m) einer- und Albis-Heitersberg anderseits repräsentiert ein Volumen, welchem gegenüber die Rinnen des Hallwiler- und Sempacherseetales verschwinden. Diese Reussdepression erreicht ungefähr in derselben Region ihre grösste Breite, wo auch die Täler des Sempacher- und Hallwilersees am weitesten erscheinen, d. h. in ungefähr 10 km Entfernung von der Grenzlinie der alpinen Hebung. Die Verschmälerung in der Flussrichtung ist beim Reusstal

umso bemerkenswerter, als es bis Mellingen ganz in obere Süsswassermolasse eingeschnitten ist. Das Zungenbecken Sins-Mellingen bildet einen Ausläufer der schon erwähnten grossen Depression von Emmenbrücke-Zug vor den beiden alpinen Ausfallstoren des Reussgletschers, wo er als ungeteilte Inlandeismasse seine maximale Mächtigkeit erreichte.

Das Bünztal [Tafel III. Pr 11 d, e]. In ihrem niedrigsten Teile, dem sog. Wagenrain, zwischen Muri und Wohlen, liegt die Wasserscheide zwischen Bünz und Reuss auf Moräne, weiter nordwärts auf Molasse. Die tiefste Stelle des Moränenrückens zwischen dem Bünzermoos und Althäusern [T. A. Bl. 171] erhebt sich mit 455 m Meerhöhe nur 10—15 m über das mittlere Niveau des Bünzermooses und 70 m über den Reusspiegel bei Jonen (385 m). Der Wagenrain besteht indes nicht ganz aus erratischem Schutt, dieser lagert vielmehr anstehender Molasse auf. Nach Mühlberg[1]) wird ein ansehnlicher Teil des diluvialen Schuttes aus Süsswassermolasse gebildet, deren Ursprungsort wohl die Molasseunterlage sein dürfte. Von Muri, wo er sich unmerklich von der Ostflanke des Lindenberges ablöst, bis in die Gegend von Wohlen-Bremgarten behält der Wagenrain so ziemlich die gleiche mittlere Kammhöhe von ca. 480 m. Von hier steigt das an erratischen Bildungen relativ arme, hügelige Molasseplateau in nördlicher Richtung noch um etwa 100 m an (Maiengrün nördlich Hägglingen 593 m). Soweit also die Molasse zwischen Bünz und Reuss vom Eise bedeckt war, ist die Wasserscheide auffallend niedrig. Dass indes in der Umgebung von Aristau-Rottenswil eine Talbifurkation im eigentlichen Sinne auch am Schlusse der letzten Eiszeit nicht existierte, ergibt schon die Vergleichung der auf den beiden Wegen vorstossender Gletscherlappen. Der des heutigen Reusstales war zu allen Zeiten der längere. Als sein Ende beim Rückzuge südlich Bremgarten stationierte, vermochte das Eis schon nicht mehr in das Tal der Bünz einzudringen; dessen Eingangsschwelle lag eben über dem Eisniveau.

Neben dem offenen Südeingang fällt am Bünztal die in keinem Verhältnis zum Fluss stehende Breite und das geringe Gefälle auf. Jene misst im Bünzermoos zwischen den Isohypsen von 445 m = 2250 m, bei Villmergen [Bl. 156], wo die Bünztalzunge vom Seetal her über Sarmensdorf einen Eiszufluss erhielt, im Horizonte von 430 m = 2270 m, bei Hendschikon [Bl. 154] in 420 m nur 1150 m; das Tal besitzt mithin am Ausgang seine geringste Breite. Das Gefälle des Talbodens erreicht auf der 15,7 km langen Strecke zwischen dem Bünzermoos und Othmarsingen im Durchschnitt nur 2,53 ‰. Zwischen Villmergen und Wohlen [Bl. 156] ragt aus der mit diluvialen Ablagerungen bedeckten Talniederung etwa 16 m hoch der „Boll" empor, ein in der Talrichtung verlängerter, rundlicher, flacher Molasserundhöcker, vom Gletscher aus dem Sporn herausmodelliert, der einst zwischen dem Bünztal und dem linken Seitentälchen von Büttikon nordwärts bis Villmergen vorsprang. — In der Molasseunterlage des Wagenrains erblicken wir den kümmerlichen Rest der Wasserscheide zwischen dem Reusstal und der Bünz, welch letztere die

[1]) Über die errat. Bildungen im Aargau. I. Bericht 133/34 und II. Bericht.

Gewässer der Gegend von Muri und der östlichen Abdachung des Lindenberges sammelte. Schmelzwasser und Gletschereis trugen die trennende Schranke ab und öffneten dem Gletscher so einen immer weiter und tiefer werdenden Durchlass in das Bünztal. Gleichzeitig griff die Seitenerosion des im Reusstal fliessenden Haupteisstromes den scheidenden Hügelrücken von Osten an, sodass derselbe immer schmäler und endlich unter Moränenschutt ganz begraben wurde. Der Hauptgletscher mochte längst mit seinem Ende bei Mellingen stationiert haben, als der Seitenarm seine grösste Länge erreichte. Daraus wäre ohne weiteres verständlich, warum die Endmoräne von Othmarsingen nur noch einen kleinen Teil der Schwankungen anzeigt, welche in den zahlreichen Bogenwällen des Amphitheaters von Mellingen sich ausprägen.

Das Bünztal weist in mancher Hinsicht grosse Analogie auf zum Tal der Gürbe, im S von Bern. Hier wie dort ein auffallend gefällsarmes und breites Tal mit relativ kleinem Flusse parallel zum Haupttal und von diesem durch einen niedrigen mit Gletscherschutt bedeckten Höhenrücken getrennt, der in der Talrichtung ansteigt. Der Belpberg entspricht den Höhen um Hägglingen, das südlich sich anschliessende niedrige Hügelgelände von Kirchdorf-Seftigen dem Wagenrain zwischen Wohlen und Muri. Baltzer[1]) erblickt in dem breit schüsselförmigen Querschnitt, den gerundeten Gehängen des von einem kleinen Fluss durchflossenen Gürbetales die hobelnde und ausschleifende Wirkung des diluvialen Aargletschers, und ich glaube, darin auch die Ursache der Erniedrigung des Molasserückens zu erkennen, der als südliche Fortsetzung des Belpberges das Gürbetal einst vom Haupttal schied. Jedenfalls darf der isolierte 895 m hohe Belpberg nicht als ein Beweis gegen die Existenz einer namhaften Gletschererosion geltend gemacht werden; denn während der grossen Eiszeit ward der Aargletscher durch den Rhonegletscher bis Thun gestaut und in der letzten Eiszeit tauchte sein Rücken über den Aargletscher empor und wurde daher nicht abgenützt. Baltzer[2]) bringt auch die Breite des Worblentales in Zusammen hang mit der Eiszeit, wodurch sich die Situation des Aaretales Thun-Bern noch mehr derjenigen des Reusstales Sins-Mellingen annähern würde.

Das Tal von Bonstetten [T. A. Bl. 160, 174, 176] wird durch den zu ca. 550 m Meerhöhe ansteigenden Endmoränenwall von Bonstetten in zwei Stücke gesondert, von denen das nördliche gegen die Limmat, das südliche durch die Jona gegen die Reuss hin entwässert wird. Beim Anwachsen und Schwinden der Gletscher der letzten Eiszeit schufen die abgedämmten Bäche vom Westabhang des Albis im Verein mit Schmelzwasser sich einen neuen Ausgang dem östlichen Rande des Reussgletschers entlang gegen das eisfreie Gebiet in Form des Reppischtales. Die ehemalige Fortsetzung des zerschnittenen Tälchens von Näffenhäuser-Buchenegg (710 m) am Westabhang des Albis wird durch eine Lücke (640 m) in der die Reppisch auf der linken Seite begleitenden Hügelkette und das daran anschliessende Tal des „Feldenmoos“ bezeichnet. Mit dem Ende der letzten

[1]) Dil. Aargletscher, p. 26.
[2]) l. c. p. 138.

Eiszeit scheint das Reppischtal nahezu seine heutige Gestalt besessen zu haben; als dann der Zufluss von Gletscherwasser aufhörte, war das Gefälle der reduzierten Wassermenge zu gering und der geschaffene Talboden versumpfte stellenweise, besonders oberhalb Stallikon. Die Gletscherinvasion bedingte teils durch Akkumulation, hauptsächlich aber durch Erosion die heutigen Oberflächenverhältnisse des Knonaueramtes: Die Wasserscheide gegen die Reuss wurde erniedrigt und dadurch. sowie durch die Anhäufung mächtiger, diluvialer Ablagerungen wesentlich verschoben. Am Albisabhang wurde ein neues Tal angelegt, das alte dagegen, zumal in seinem südlichen Teil, wo die Gletscherwirkung am längsten dauerte, bedeutend erweitert und vertieft, sodass nach dem Eisrückzug die Jona einen neuen Weg gegen Jonen in die Reuss einschlug.

Das Winental [Tafel II. Pr 7 a–e]. Die Wina entspringt auf dem Plateau zwischen dem Baldegger- und Sempachersee in ungefähr 720 m Meerhöhe zwischen Neudorf und Hildisrieden, inmitten einer wellig-hügeligen Moränenlandschaft. Der tiefste Sattel der Wasserscheide liegt in der Nähe von Gormund in 725 m Meerhöhe und beherbergt ein Torfmoor [T. A. Bl. 188]. Der Talhintergrund ist eine sehr sanfte, breite Mulde, deren Boden gegen Neudorf mit einem Gefälle von 55 m auf 2 km sich senkt (725 bis 670 m) und unterhalb Neudorf in die 2,4 km lange flache Alluvionswanne von Münster ausläuft, deren Neigung sich auf 23 m oder 9,5 ‰ (670—647 m) beläuft [Bl. 186 u. Pr 7 a]. Die Wina hat den die Wanne abschliessenden innern Moränenbogen von Münster auf der linken, den äussern auf der rechten Seite durchschnitten und fliesst bis Reinach durch ein allmählich sich erweiterndes Tobel in mächtigen diluvialen Schuttmassen. Auf 8,25 km wirklicher Flusslänge senkt sich die Wina von 647 bis 520 m (relatives Gefälle = 15,8 ‰). Bei Reinach [Bl. 172 u. Pr 7 b] betritt der Fluss den untersten Talabschnitt, ein Alluvionsbecken, das sog. Gontenswilermoos, umgrenzt von dem äussersten wohlausgeprägten, einfachen Endmoränenwall von Zetzwil. Das Gefälle der Sohle beträgt auf 3,1 km Entfernung 12 m (520—508 m), d. h. 3,9 ‰. In der Zone des Übergangskegels ist die Wina ziemlich tief eingeschnitten, bei grösserem Gefälle. Das Winental erreicht seine grösste Breite von 1120 m im Niveau von 520 m unterhalb Reinach im Gontenswilermoos [Bl. 169, 172 u. Pr 7 c]; ausserhalb der Endmoränen wird es gegen Kulm hin zusehends enger und nördlich von diesem Orte misst die Talsohle in 460 m nur noch 250 m. Talauswärts wird es allmählich wieder weiter, sodass an seinem Ausgang südlich Suhr die Gehänge 700 m auseinanderrücken. Am Aussenabfall des Endmoränenwalls von Zetzwil tritt 200 m südöstlich der Kirche von Gontenswil 10 m unter dem Kamm der sandreichen Moräne Molassesandstein in ziemlich grosser Ausdehnung zutage. (Keller des Wirtshauses „Helvetia“ ganz in Sandstein.) Der präglaziale Ausgang des Seitentälchens von Schwarzenberg war von der Lochmühle bei Gontenswil direkt gegen E bezw. NE in die Wina gerichtet; er wird heute durch eine Einsenkung des Moränenwalles im Oberdorf und das daran nordostwärts sich anschliessende „Wannental“ bezeichnet. Während des Maximums der Vergletscherung war dieser alte Talausgang versperrt und der Bach dem westlichen Gehänge und dem Eisrande

entlang in die heutige nördliche Richtung abgedrängt, wobei der oben erwähnte Molassekopf isoliert wurde. Vielleicht hat die Ablenkung des Baches sogar schon hinter dem Schwarzenbergerbad stattgefunden; die Ausbuchtung der Endmoräne westlich von Geisshof deutet auf die Präexistenz eines etwas südlich vom heutigen gelegenen Seitentälchens hin.

Das diluviale Gletschereis drang zur Zeit des höchsten Standes nicht nur direkt von S über Hildisrieden-Neudorf in das Winental ein, sondern auch durch die Einsenkung von Kommeln (700 m) zwischen Sursee und Münster vom Suhrental und durch diejenige zwischen Reinach und Beinwil (552 m, nur 27 m über dem Gontenswilermoos) vom Seetal her. Auch der gleichmässige, von mächtigen Längsmoränen gekrönte Höhenrücken der Erlosen, der von Münster bis Reinach die Wasserscheide zwischen dem Winental und dem Seetal bildet, erhebt sich nirgends zu 700 m und wurde daher zeitweise vom Gletscher ganz bedeckt und überschritten [Bl. 172]. Die Erniedrigung der Wasserscheide ist um so auffälliger, als sich nördlich von der tiefsten Einsattelung der Molasserücken im Homberg (792 m) rasch wieder zu grösserer Höhe aufschwingt. Vom Kamme der Zetzwiler Endmoräne sieht man prächtig die Rigi durch diesen weiten Sattel, und seine Bedeutung als natürliches Einfallstor des Diluvialeises springt klar in die Augen. Das Winental war nur während des Maximums der letzten Vereisung namhaft vergletschert. Als später das Becken des Hallwilersees noch ganz von Eis erfüllt war, reichte dieses im Winental nur noch bis Münster. Die beiden Erweiterungen von Zetzwil und Münster sind miteinander verbunden durch ein in mächtigen Gletscherschutt der letzten Eiszeit eingeschnittenes Tobel. Während auf dieser mittleren Talstrecke die Aufschüttungen der vorausgegangenen Ausweitung durch den Gletscher nahezu das Gleichgewicht halten, tritt diese letztere zwischen Zetzwil und Reinach und südlich Münster sehr klar in die Erscheinung. Die grösste Breite des Tales ausserhalb der Moränen, am Ausgang beträgt 700 m, südlich Zetzwil ist die flache Sohle 1120 m breit, sodass die Sohlenverbreiterung der Gletschererosion mit 420 m nicht zu hoch bemessen erscheint, namentlich mit Rücksicht auf die nur 250 m betragende Breite des Tales nördlich Kulm [Pr 7 d]. Es liesse sich hier die Frage erörtern, ob nicht vielleicht der einfache Endmoränenwall von Zetzwil darauf hindeutet, dass das Eis infolge des durch die Erweiterung und Vertiefung der Einfallstore fortwährend vermehrten Zuflusses im Winental stetig wuchs, bis zum allgemeinen Rückzug der Gletscher ins zweite Stadium. Denn es muss doch auffallen, dass im Reusstal bei Mellingen 6—7 Endmoränenbogen dem höchsten Eisstande entsprechen, während im Suhrental und in den Tälern des Hürnbaches und des Mauensees zwei und im Winental gar nur ein Endmoränenwall zur Ausbildung gelangt ist.

Das Tal von Ruswil-Grosswangen [T. A. Bl. 184, 185, 199, 202] diente während der letzten Eiszeit dem äussersten westlichen Hauptlappen des grossen Reuss-Aargletschers als Bett. Wie p. 101 oben dargetan wurde, ist seit der letzten Eiszeit der ehemalige Oberlauf der Roth von Ruswil aus durch den Bilbach zur kleinen Emme ab-

gelenkt. Die Eisinvasion erfolgte hauptsächlich von SE her, wo das Tal gegen Emme und Reuss bloss durch den doppelten Endmoränenbogen von Hapfig-Ziswil abgeschlossen wird [Bl. 199, 202]. Der tiefste Punkt der Moränen (ca. 690 m) erhebt sich nur etwa 20 m über die beidseitigen Moore. Der Talanfang ist weit offen, muldenförmig und beginnt mit einer stagnierenden Strecke. Auf seiner ganzen Längserstreckung besitzt das Tal nur ein geringes Gefälle, 12,7—8,5 ‰, eine im Hinblick auf den kleinen Fluss erstaunlich grosse Breite. (Nordwestlich der Wasserscheide von Ziswil-Hapfig im Horizonte von 680 m ca. 0,75 km, in der Moorebene von Ruswil-Rüdiswil zwischen den Horizontalkurven von 620 m 1,35 km und in der Gegend von Buttisholz und am Ausgang zwischen Grosswangen und Ettiswil nahezu 2 km.) Die glazialen Ablagerungen sind derart entwickelt, dass die Gegenden um Grosswangen und den Soppensee den Charakter eigentlicher Obermoränenlandschaften tragen. Auf der Westseite des Talgrundes nordwestlich vom Soppensee erscheint der Verlauf der Bäche geradezu bedingt durch die Anhäufungsweise des Diluvialschuttes. So fliesst der Seebach (Abfluss des Soppensees) bis Stettenbach zwischen Längsmoränen, um in scharfem Knie diese ostwärts durchbrechend gegen das dortige Moos einen Ausweg zu gewinnen. Der glaziale Bachlauf wird durch das Trockentälchen bezeichnet, das sich von Stettenbach westwärts gegen das Tal von Geiss zieht. Die Talwasserscheide erhebt sich keine 10 m über das Bachbett bei Stettenbach [Bl. 199].

Hydrographisch ein Seitental der Wigger steht das Tal der Rot morphologisch in auffallendem Gegensatze zu den Napftälern im engern Sinne, gleicht dagegen in jeder Hinsicht den Talmulden des Reussgletschergebietes. Der dicht daneben und parallel laufende Torso Wolhusen-Willisau ist nirgends über 400 m, vielfach nur 250 m breit; das Rottal dagegen erreicht unterhalb Ruswil überall 1500 bis 2000 m Breite. Man gewinnt den Eindruck, es habe sich die Gletscherwirkung nicht auf die Erweiterung und Vertiefung eines Tales beschränkt, sondern vielmehr ähnlich wie im obern Suhrental ein ganzes Talnetz umgestaltet. Jedenfalls verraten die Hügel westlich des Rottales durch Höhe und Form den abtragenden Gletschereinfluss, und es ist wohl mehr als blosser Zufall, wenn die bedeutendste Erhebung dieses Gebietes, das Wellbergplateau östlich Willisau (723 m), sich ausserhalb des ehemaligen Gletscherrayons befindet. Wie sehr die Oberflächenformen, je nach ihrem Schicksal während der letzten Eiszeit von einander abweichend, zeigt klar Pr 13 auf Tafel III. Der Torso Wolhusen-Willisau, das Bett der glazialen kleinen Emme längs dem westlichen Gletscherrand, bezeichnet hier die Grenze zwischen dem vergletscherten Gebiet im NE und dem eisfreien im SW.

Die Untersuchung des Reussgletscherareals hat mich zu der Überzeugung geführt, dass der ausschleifenden und abhobelnden Wirkung des diluvialen Eises ein wesentlicher Einfluss auf das Relief des überfluteten Molasselandes zukommt. Die Gletscher haben zwar keine Täler neu geschaffen, diese sind in ihrer ersten Anlage vielmehr durchaus ein Werk der Erosion und Denudation des Molasseplateaus durch das fliessende Wasser. Aber diese vorhandenen Talrinnen nahmen die

aus den Alpen hervorbrechenden Eismassen auf und wiesen ihnen den Weg durch das Alpenvorland, sie wurden die Betten der mächtigen Eisströme, in denen das alpine Gletschereis abfloss und schmolz. Die Grundlinien des durch Wassererosion geschaffenen Talsystems sind hiebei erhalten geblieben; die Einzelzüge des Reliefs des vom diluvialen Reussgletscher bedeckten Areals aber sind wesentlich durch Gletschererosion geprägt. Ist die Tiefe und Hauptrichtung der Täler vorwiegend ein Werk der Flusserosion, so ist ihre Weite und die Gestalt der Gehänge und des Querschnitts in erster Linie das Produkt der Glazialerosion. Welchem der beiden Faktoren die grössere absolute Arbeit zufällt, dem primär schöpfenden oder dem sekundär gestaltenden, muss von Fall zu Fall geprüft werden.

Glazialerosion im Rhonegletschergebiet.

Hat der Reussgletscher in so mächtig umgestaltender Weise auf das Relief seines Gebietes eingewirkt, so können die andern Eisströme der Diluvialzeit nicht spurlos über das Molasseland hinweg geflossen sein. Im Ausbreitungsbereiche des gewaltigen Rhonegletschers der letzten Eiszeit fällt uns vor allem die grosse Depression auf, die sich von Yverdon und Payerne in zunehmender Breite dem Jura entlang gegen Aarwangen hinzieht, von wo an sie sich gegen den Born hin rasch verschmälert und in das Doppeltal der Aare ausläuft. Ihre grösste sichtbare Tiefe folgt durchweg der Nähe des Jurafusses und stimmt wohl mit der Zone der grössten Eismächtigkeit überein. Das Freiburger Molasseplateau dacht sich in nordwestlicher Richtung allmählich gegen diese Niederung ab. Sie ist nicht einheitlich; es lassen sich vielmehr innerhalb derselben mehrere Haupttalungen unterscheiden, die von einander durch mehr oder weniger zusammenhängende Molasserücken getrennt sind:

1. Neuenburgersee-Bielersee-Solothurn-Wangen a. Aare.

2. Payerne-Murtensee-Aarberg-Solothurn. Durch das grosse Moos steht diese Talung mit der ersten in Verbindung und bei Busswil vereinigen sich beide.

3. Im Kanton Freiburg, mit dem Tälchen des Sonnaz beginnend, lässt sich in der Richtung Neuenegg-Bern-Utzenstorf-Wangen eine allmählich an Breite zunehmende und heute von Bächen und Flüssen durchschnittene Muldenform unterscheiden, durch welche die rechte Flanke des diluvialen Rhonegletschers vorstiess.

4. Von Aarberg zieht sich über Gross-Affoltern durch das auffallend breite und tiefe Limpbachtal gegen Bätterkinden, dem Fuss des Bucheggberges entlang eine flache Talmulde, welche die unter 2 und 3 aufgeführten Haupttalungen mit einander verbindet.

Das gesamte Gebiet der Niederung, die eigenartigen isolierten „Molassezeugen" mit eingeschlossen, lag während des höchsten Standes unter dem Rhonegletschereis begraben. Seinen Hauptströmungsrichtungen entsprechen jene vier Talungen. Die Molassereste finden sich in jeder Dimension vom 20 m hohen Höcker von Vavre östlich St. Blaise bis zum stattlichen Bucheggberg, der sich mehr als 200 m hoch über seine Umgebung erhebt. Alles aber sind in derselben Richtung parallel zu den

Ketten des benachbarten Jura, also in der Hauptbewegungsrichtung des Rhonegletschers verlaufende langgestreckte Rücken oder Hügelreihen, von denen manche gegen NE, keiner aber auf der entgegengesetzten Seite einen Steilabfall aufweisen; zu den ersteren gehören u. a. Mont Vully bei Sugiez, Jolimont bei Erlach, Jensberg südlich Nidau, Bucheggberg. Die Niederung besitzt in ihrer Gesamtheit eine grössere Ausdehnung als irgend eine andere des schweizerischen Mittellandes und repräsentiert den grössten absoluten Abtrag der Molasse. Will man diesen ganz der Ab- und Ausspülung durch fliessendes Wasser zuschreiben, so entsteht die Frage, wie ein Fluss von der Bedeutung der Thièle ein Tal von der Weite und Tiefe des Neuenburgersees, oder wie die Broye das Tal Payerne-Murtensee erzeugen konnte, beide breiter und tiefer als das der Aare südlich Bern! Eine Rückstauung der Thièle und Broye durch die Kiesalluvionen der Aare und Saane bei Aarberg und vielleicht der Emme unterhalb Solothurn hat zwar stattgefunden und das Niveau der beiden Seespiegel beeinflusst, vermag aber nicht die Tiefe und noch viel weniger die erstaunliche Weite der rückliegenden Talstücke zu erklären. Gilliéron[1]) betrachtet das Tal der Broye als die Fortsetzung der Einsattelung von Attalens (757 m), deren Bildung man nach seinem Dafürhalten nur mit der Eiszeit oder mit einem früheren Rhonelauf in Beziehung bringen kann, welcher vor der Bildung des Genfersees hier durchführte. Allein so wahrscheinlich es ist, dass die „Rhone" zur Miocänzeit einmal dem Stromgebiet des Rheins angehörte, so steht doch nach Forel fest, dass sie zur Pliocänzeit bereits den Jura gegen Lyon durchbrochen hatte. M. Lugeon[2]) nimmt an, es seien Rhone, Drance und vielleicht auch die Arve während der ganzen Pliocänzeit Zuflüsse des Rheins gewesen. Nach dieser Auffassung wäre das Broyetal von der alten Rhone, das Neuenburgerseetal von der Drance-Arve durchflossen worden. Allein — von vielen andern Einwänden ganz abgesehen — möchte ich bloss auf die Auflagerungshöhe des Deckenschotters bei Brugg (550 resp. 440 m!) hinweisen, welche eine präglaziale Erosion der Talung am Jurafluss ganz ausschliesst, falls man nicht willkürlicherweise Senkungshypothesen zu Hülfe nimmt. Mag die Rhone mit ihren heutigen Zuflüssen auch einmal in den angedeuteten Richtungen geflossen sein: Die Bildung der Depressionen kann ihnen nicht zufallen, diese sind viel jüngern Datums. Da das Diluvialeis in breitem Strome hier das Terrain ganz überflutete, so wirkte es nicht sowohl auf die Täler als auch auf die Höhen ein. Die in der Bewegungsrichtung des Eises liegenden Täler der Broye und der Thièle, sowie viele kleinere des Freiburgerplateaus wurden vom Gletscher zu breiten Mulden ausgeschliffen und ausgeschürft, während die zum Teil quer zur Stromrichtung liegenden freiburgischen Täler, sowie das Aaretal zwischen Bern und Aarberg ausgefüllt und überschritten wurden, ohne den Weg der stetig und mit enormer Gewalt vorrückenden Inlandeismasse erheblich zu beeinflussen. Daher hat der Gletscher auf dem waadtländisch-freiburgischen Molasseplateau vorzugsweise die

[1]) Beitr. L. XVIII, p. 480.

[2]) Antrittsvorlesung in Lausanne.

Höhen abgeschliffen, sodass nach seinem Rückzug ein einförmig flachhöckeriges Gelände zum Vorschein kam, in welchem, sei es durch Abtragung der Molasse, sei es durch Ablagerung von Glazialschutt das frühere Talsystem mannigfach modifiziert war. Trotzdem die Hochfläche im allgemeinen gegen den Neuenburgersee sich abdacht, empfängt dieser keinen Zufluss aus jenem Gebiet. Die Broye macht nur eine scheinbare Ausnahme[1]).

Saane und Sense durchfliessen beide beim Austritt aus den Alpen zunächst breite Täler, aus denen sie jedoch in tiefe und enge Felsschluchten der Molasse eintreten. Diese erweitern sich erst gegen den Talausgang etwas; aber selbst nach der Vereinigung mit der Aare erreicht das Tal bei weitem nicht die Dimensionen des Broyetales. Die Flüsse der Hochfläche zwischen diesem und der Saane fliessen auf der grössten Strecke ihres Laufes in nordöstlicher Richtung durch muldenförmige Täler, die im SW vielfach mit einer Talwasserscheide beginnen. So besteht eine solche zwischen oberer Broye und Sionge[2]), zwischen Glane und Neirigue und zwei nach SW sich wendenden Zuflüssen der Broye. Die Hügelrücken folgen in ihrer Orientierung in der Regel der Richtung der Täler. Kleine Bäche fliessen durch breite, gefällsarme Täler, die Hauptflüsse sind in enge Schluchten eingezwängt. Dieser auffallende Widerspruch findet nur in der Verschiedenheit der Entstehungsweise seine Erklärung: Die breiten Muldentäler der Broye und des Neuenburgersees, sowie die kleineren des freiburgischen Plateaus waren beim letzten Rückzug des Rhonegletschers mindestens so breit und meist tiefer als heutzutage. Die Engtäler und Schluchten sind erst während und seit dem Rückzuge des Eises entstanden und ihre Bildung schreitet noch heute fort. Gilliéron[3]) hebt hervor, dass der Saane als dem Hauptfluss nicht derjenige Einfluss auf die Konfiguration der Gegend zukommt, welchen man erwarten sollte. Sie scheint ihren heutigen Lauf erst spät gefunden zu haben. Dies ergibt sich aus der Ablagerungsweise des Gletscherschuttes, der nach demselben Autor[4]) in einem Stück eines der tief eingeschnittenen Täler vorhanden ist, im andern fehlt, hier die Sohle, dort die Gehänge einer oder beider Seiten bildet und viele Täler jedenfalls ganz zugefüllt hat. Offenbar liegen hier mannigfach verschobene Talverhältnisse vor und wenn man über der Molasseoberfläche des Kantons Freiburg die diluviale Decke wegheben könnte, so würde ein vom heutigen wesentlich abweichendes Relief zum Vorschein kommen. So nimmt Gilliéron[5]) einen alten Saanelauf durch die Depression von Vaulruz nach Rueyres an, deren Auffüllung mit Gletscherschutt dann wahrscheinlich die Ablenkung herbeiführte; ferner soll die Gérine einst durch das alte Tal von Plasselb-Plaffeyen geflossen sein. In der bis 200 m tiefen cañonartigen Schlucht der Sense durch die marine Molasse fehlt Erratikum gänzlich — ein Zeugnis für deren

[1]) Gilliéron. Beitr. L. XVIII. p. 8—9.
[2]) Gilliéron l. c. p. 11.
[3]) l. c. p. 483.
[4]) l. c. pag. 485/86.
[5]) l. c. p. 487/88.

postglaziales Alter. Vor dem Eintritt in die Schlucht dagegen, zwischen Plaffeyen und Leist, wird ihr linkes Ufer ganz aus Glazialschottern gebildet, die in einem ziemlich breiten Tale liegen. Während nun die Sense bei Leist in ihre Schlucht eintritt, sehen wir kaum 1½ km weiter westlich den Gotternbach (Gottéron) im nämlichen Niveau ganz in Gletscherschutt entspringen. Zwischen den beiden Punkten findet sich, soweit oberflächlich sichtbar, nur Moräne, nichts Anstehendes; ebenso ist der Gottéron bis gegen Tafers nur in solche eingeschnitten. Wir haben es hier offenbar mit einem alten Senselauf zu tun, dessen Fortsetzung vielleicht durch einen Torso bei Maggenberg und weiter in der Richtung Tafers-Düdingen gegangen ist. Durch den Rhonegletscher und seinen Schutt wurde der Sense ihr alter Weg verlegt und der Fluss so gezwungen, seinen Lauf weiter ostwärts am Abhang, dem Gletscher entlang einzuschlagen und sich in der neuen Richtung seine heutige Schlucht einzuschneiden, — ähnlich wie etwa Sihl und Reppisch am Albis — deren ehemalige Fortsetzung nach Baltzer[1]) das tote Tal Törishaus-Wangen-Bümplitz (von der Bahnlinie benützt) repräsentieren dürfte. Nicht minder stark scheint der heutige Lauf der Saane und des Taffernbaches vom Rhonegletscher beeinflusst zu sein. Ihre Richtung wurde ihnen wohl beim etappenweisen Rückzug des Gletschers durch den jeweiligen Verlauf des rechten Eisrandes gewiesen. Die Wasserscheide zwischen Neuenburgersee und Broyetal wurde sehr stark abgetragen, noch intensiver aber diejenige zwischen dem Haupttal der Thièle und dem bei Yvonand mündenden Tälchen der Mentue, welche nur noch als niedriger und sanfter unterseeischer Rücken unter dem Namen „Ambière dessus" im Neuenburgersee erhalten geblieben ist.

Der Rhonegletscher hat hier in der Zone seiner längsten und daher ausgiebigsten Aktion das ursprüngliche Relief dermassen umgestaltet und abgetragen, dass man den präglazialen Talverlauf nicht mehr mit Sicherheit erkennen kann. Immerhin dürfte so viel feststehen, dass die zwei Haupttäler der Thièle und der Broye im grossen Moos sich vereinigt und über Aarberg-Büren-Solothurn im heutigen Tal der Aare ihre Fortsetzung gefunden haben. Ob diese letztere zu jener Zeit den von Rütimeyer vermuteten alten Lauf von Bern nordwärts über Hindelbank-Utzenstorf gegen Wangen genommen hat, vermag ich nicht zu entscheiden. Baltzer[2]) hält den gegenwärtigen Aarelauf westlich Bern „für einen wesentlich alten, in der Molassezeit durch die Alpenhebung vorgezeichneten", der indes während der Eiszeit tiefgreifende Veränderungen erfuhr. Dass er trotz seines hohen Alters so eng ist, mag mit seiner Richtung quer zur Hauptströmung des Eises zusammenhängen. Die Depression zwischen Bern und dem untern Emmental musste indes immer dann als Aarelauf in Funktion treten, wenn dem Flusse durch den Rhonegletscher der Weg nach W verlegt wurde. Ihr folgte auch eine Hauptströmung des durch den Aargletscher verstärkten Rhoneeises, welchem wir den Hauptanteil an der Erweiterung und Ausschleifung

[1]) Dil. Aargl. p. 28.
[2]) Dil. Aargl. p. 26.

dieser weiten Talung zuschreiben. Durch Gletschererosion stark beeinflusst erscheint auch das Tal des Limpbaches, das bei Bätterkinden gegen die Emme ausmündet. Nicht nur ist sein Gefälle im Verhältnis zu der Bedeutung des Baches viel zu gering (2,22 ‰ auf 12,6 km von Waltwil bis zur Mündung in die Emme), sondern das Tal besitzt auch eine ganz auffallende Breite von nahezu 2 km. Wenn auch etwelche Rückstauung durch die Emmealluvionen mit im Spiele sein mag, so dürfte doch die Weite des Tales in erster Linie auf die Eisströmung zurückzuführen sein, die zwischen den Höhen von Maikirch und dem Bucheggberg in der Richtung des Limpbaches vordrang.

Das Becken des Bielersees kann nicht als Fortsetzung des Neuenburgerseetales angesehen werden; die Molasserücken, welche aus der Ebene zwischen den beiden Seen aufragen, lassen die Annahme eines solchen Zusammenhanges nicht zu. Diese Hügel sind die Reste einer durch den Gletscher abgeschliffenen ehemaligen Wasserscheide. Das durch den an den Jolimont sich anschliessenden Rücken der St. Petersinsel zweigeteilte Bielerseetal ist durch den glazialen Ausschliff der beiden Tälchen entstanden, die sich nördlich von der Insel vereinigten und in der Richtung des heutigen Abflusses das Aaretal gewannen, während die Suze das Tal über Pieterlen erzeugte. Der gewaltigen Zunge des Rhonegletschers entspricht die hügelige Niederung Burgdorf-Herzogenbuchsee-Wangen-Solothurn mit ihrem charakteristischen Gepräge eines moränenbedeckten Gletschergrundes.

Man hat vielfach die isolierten Hügel ehemaliger Gletscherböden als Zeugen gegen die Existenz einer namhaften Gletschererosion angeführt. Denn — so wurde argumentiert — wenn dem Gletscher eine irgendwie erhebliche Einwirkung auf den Untergrund zukäme, so müsste er in erster Linie diese Hindernisse aus dem Wege geräumt haben. Gewiss, wenn dieselben vor der Vergletscherung die heutigen Dimensionen besessen hätten. Aber alles deutet darauf hin, dass diese Hügelrücken tatsächlich intensiv abgetragen und abgeschliffen und nur die kümmerlichen Reste ehemals viel mächtigerer durch Erosion und Denudation modellierter Molassebergzüge seien. Wenn sie auch nicht alle die ideale Rundhöckerform aufweisen, so lässt sich doch bei keinem aus der Gestalt ein Beweis gegen die Eiserosion als Ursache konstruieren.

Ausgedehnt und bedeutungsvoll sind die durch Glazialerosion im Gebiet der Wasserscheide zwischen Rhone und Rhein bewirkten Veränderungen der Oberflächengestaltung. Durch die zwei Passlücken im SE und NW des Mont Jorat, über Attalens (757 m) und Lac de Bret ins Broyetal und über La Sarraz (448–600 m) ins Tal der Thièle bezw. des Neuenburgersees begann der Gletscher das Lémanbecken zu überborden und seine Schmelzwasser fanden den Weg gegen die Broye und Thièle. In grossem Massstabe spielten sich hier ganz ähnliche Vorgänge ab, wie etwa zwischen dem Sempachersee und Rotenburg, welche Gegend in Bezug auf das Suhrental und dessen Reussgletscherarm eine analoge Rolle übernahm, wie das Waadtländerplateau in Bezug auf die breite Molassemulde zwischen Alpen

und Jura und den gewaltigen Rhonegletscher. Sicher hat das sog. Gros de Vaud während der langen und wiederholten Eisüberflutung eine starke und allgemeine Abnützung erfahren; sein Relief verdankt den Grundcharakter dem Gletscher und nur das Detail der seitherigen Erosion und Denudation. Dafür spricht der Umstand, dass die Bäche fast ausnahmslos in seichten, gefällsarmen Talmulden entspringen, die oft nach zwei Seiten entwässert werden; erst in ihrem weitern Verlaufe haben sich einzelne eingeschnitten. Mit der Erosionstätigkeit des diluvialen Rhonegletschers mag auch das Fehlen älterer als den Hochterrassen der Ost- und Nordschweiz entsprechender Ablagerungen im Gebiete der Westschweiz im Zusammenhang stehen, ja vielleicht sogar z. T. das Fehlen der jüngsten Molassegebilde.

Die Annahme einer so beträchtlichen Gletschererosion ruft sofort der Frage nach dem Verbleib des erodierten Gesteinsmaterials. Gilliéron erwähnt zwar öfters das reichliche Vorkommen von Sand und Ton in den glazialen Ablagerungen des freiburgischen Plateaus; auch sind die fluvioglazialen und ungeschichteten Diluvialgebilde des Berner Mittellandes reich daran. Weitaus die grösste Menge des der Grundmoräne einverleibten Schleifproduktes ist schon während der Eiszeit durch die Gletscherbäche verfrachtet worden, und bildet heute einen Bestandteil des Bodens der oberrheinischen Tiefebene.

Glazialerosion im Gebiet des Linth-Rheingletschers.

Zunächst fällt allgemein ins Auge die grosse Breite und das geringe Gefäll des Glattales[1]), das zum Haupttal der Limmat in einem ganz ähnlichen Verhältnis steht, wie etwa das Tal des Hallwiler- und Baldeggersees zum Reusstal. Man hat das Missverhältnis zwischen Fluss und Tal zu erklären versucht durch die Hypothese, es sei das Glattal das verlassene Stammtal des Linth-Rheinstromes[2]). Auf der andern Seite wurde von J. Kaufmann[3]) die ganze Depression zwischen den Linien Hombrechtikon-Ötwil-Maur-Fällanden-Schwamendingen und Rüti-Dürnten-Hinwil-Fehraltorf-Lindau-Kloten als ein „einziges grosses Gletschertal" angesehen, über dessen Ausbildung er sich folgendermassen äussert: „Man muss sich vorderhand damit begnügen, zu sehen, wie ein fast zwei Stunden breites, an den Seitenrändern scharf markiertes Erosionsfeld eine Gruppe von Tälern überzogen und mehr oder weniger tief rasiert hat."

Ganz abgesehen davon, dass die Annahme eines alten Limmatlaufes durch das Glattal die eigentümlichen Verhältnisse der als einheitliches Ganzes aufzufassenden Depression nur zum kleinen Teil erklärt, ruft sie sofort der Frage: Wie konnte ein Nebenfluss der Sihl die viel grössere Limmat ablenken?, eine widernatürliche Annahme, welche nur unter Zuhülfenahme ebenso willkürlicher Hülfshypothesen möglich ist.

---

[1]) Vergl. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter p. 527/28.

[2]) Vergl. A. Aeppli. Beitr. L. XXXIV. p. 102 ff.

[3]) Beitr. L. XI. p. 448/49.

1. Die Wasserscheide zwischen dem Glattal und Rapperswil im Zürichseetal weist ganz analoge Verhältnisse auf, wie die Südeingänge der Täler des Sempacher- und Hallwilersees[1]).

2. Die Hauptniederung erscheint heute aus verschiedenen mehr oder weniger deutlich und vollkommen von einander geschiedenen Talungen zusammengesetzt.

3. Dementsprechend besitzt sie nach N verschiedene Ausgänge, die viel einfacher als Unterläufe ursprünglich gesonderter Molassetäler, denn als nachträglich aus dem Boden eines einheitlichen breiten Torso modellierte Rinnen sich erklären lassen. Es seien von solchen namentlich aufgeführt: Dübendorf-Katzensee-Würenlos, Niederhasli-Dielsdorf-Schöfflisdorf-Surbtal, Niederhasli-Neerach-Stadel-Windlach, Ausgang des heutigen Glatttales, Taleinschnitt zwischen Hiltenberg und Rheinsberg gegen Eglisau, Kempttal von Illnau gegen Töss, vielleicht auch das Tälchen Raat-Weiach. In der Gegend von Dübendorf-Wallisellen hat man es mit einer eigentlichen Gabelung des Glattales zu tun, welche in mancher Hinsicht ein Seitenstück zu derjenigen des Suhrentales bei Sursee repräsentiert (Greifenseespiegel 439 m, Katzensee 443 m).

4. Der gegenwärtige Hauptausgang des Glattales über Glattfelden ist im Niveau von 400 m nur **1,2** km breit, während Pfäffikon und Üssikon an den beiden Bergrändern des ehemaligen Gletschertales **9,7** km von einander entfernt sind. Differenzen in der Festigkeit des Gesteins, die einen solchen Unterschied allenfalls erklären könnten, sind nicht vorhanden.

5. Ein alter Limmattalboden würde hoch über dem Spiegel des Greifensees verlaufen, also weder die Wanne in der dieser liegt, noch das geringe Gefälle des heutigen Talgrundes erklären. Dieser ist jünger als ein möglicher alter Limmatlauf.

In Anbetracht aller dieser Umstände komme ich zu dem Schlusse, es sei das Glattal in seiner heutigen Gestalt wesentlich ein durch Gletscherwirkung — Erosion und Aufschüttung — umgeformtes Molassetalsystem, das durch seine Lage und die niedrige südliche Wasserscheide hiezu besonders prädestiniert war. Am grössten ist der absolute Abtrag im Bereich der Seen und der Wasserscheide. Wie beim Suhrental ist diese daher reich an rundhöckerartigen Erhebungen und dazwischen liegenden seichten Wannen.

Der Thurgau, mit den angrenzenden Bodenseegegenden, das Ausbreitungsgebiet des diluvialen Rheingletschers, ist eine Molassezeugenlandschaft, die in vielen Zügen an die vom Rhonegletscher überflutete subjurassische Niederung erinnert. Während jedoch die Eismasse des Rhonegletschers in einer einzigen mächtigen Zunge endete, gliederte sich das Eis des Rheingletschers fächerartig in mehrere Lappen. Früh[2]) erwägt angesichts dieser eigenartigen Terraingestaltungen zwei Eventualitäten:

---

[1]) Vergl. Gutzwiller. L. XIV. I. p. 128/29.

[2]) Die Drumlinslandschaft etc. Bericht ü. d. Tätigk. d. st. gallischen naturf. Gesellschaft. 1894/95 pag. 363 ff.

1. Ist nicht ein Teil der Landschaftsformen durch Erosion aus ursprünglichen Aufschüttungen herauspräpariert worden?

2. Ist der Gletscherschutt über eine hügelige Landschaft aus Molassekernen ausgebreitet worden?

Nach Frühs Ansicht scheinen beide Auffassungen zuzutreffen. — Zahlreiche Flussverlegungen haben stattgefunden und rufen der Frage nach den Ursachen. Wodurch wurde z. B. die Thur veranlasst, ihren angeblich alten kürzern Weg gegen Turbental in die Töss oder gegen Winterthur oder gegen Frauenfeld mit dem krummen und längern heutigen zu vertauschen?

Bemerkenswert an der thurgauischen Landschaft erscheinen besonders die folgenden Momente:

1. Die Molassezeugen erscheinen fast ohne Ausnahme in der Richtung der diluvialen Gletscherbewegung in die Länge gestreckt.

2. Die meisten dieser Hügelrücken sind assymmetrisch in dem Sinne, dass ihre „Stosseite" sanft ansteigt, die „Leeseite" steil abfällt.

3. Die von Gletscherlappen durchflossenen Täler und Talungen sind alle weit muldenartig, gegen den Bodensee hin offen.

Sicher ist die Hauptdurchtalung wie im mittleren Molasseland ein Werk der Flüsse. Der von der Bodenseedepression her vordringende Rheingletscher dämmte in dieser Richtung ausmündende Täler ab und nötigte ihre Flüsse zu neuen Wegen gegen Westen. Die vom fliessenden Wasser ausgefurchten Rinnen wiesen den Eiszungen die Richtung, während die Dimensionen der Talungen, sowie die Details der Oberflächengestaltung von den direkten und indirekten Wirkungen des Gletschers herrühren. Es mag hier noch erwähnt sein, dass zerriebene Molasse stellenweise einen wesentlichen Anteil am Aufbau des thurgauischen Diluviums nimmt. So sagt Gutzwiller[1]), dass der bis über 40 m mächtige Gletscherschutt an der Thur bei Ossingen und Andelfingen oben aus Obermoränenmaterial, unten aus Geschiebelehm sich aufbaue, welch letzterer wesentlich aus umgearbeiteter Molasse bestehe.

Wenn ich so dazu gekommen bin, den Einfluss der diluvialen Gletscher auf die Talbildung im Molasseland und auf dessen Relief im allgemeinen recht hoch anzuschlagen, so haben mich hierin, ausser den Beobachtungen im Mittellande selbst, mancherlei Wahrnehmungen in alpinen Tälern bestärkt. So zeigt u. a. das vom Sustenpass gegen Innerkirchen hinziehende Tal von Gadmen [T. A. Bl. 393 u. 394] sehr deutlich die Spuren ehemaliger Vergletscherung in Gestalt zahlreicher z. T. sehr mächtiger Rundhöcker, die als isolierte, tannengekrönte Hügel aus der Talmitte sich erheben. Ausnahmslos zeigen sie die typischen Folgen des Gletscherschliffes, sanftgewölbte Stoss- und rauhe steile Leeseite. Um dieselben durch reine Wassererosion zu erklären, müsste man zahlreiche Flussverlegungen und Bergstürze supponieren, für deren Realität jegliche Anhaltspunkte fehlen.

[1]) Beitr. L. XIX. 1. p. 121.

In Verbindung mit der eiszeitlichen und postglazialen grösseren Gletscherausdehnung erscheint die Entstehung dieser isolierten Hügel leicht verständlich: Das vorrückende Gletscherende verriegelte Seitentäler und lenkte ihre Flüsse ab, die sich dem Eise entlang ins seitliche Talgehänge einschneiden mussten. Auf diese Art wurden zunächst seitliche Vorsprünge isoliert und darauf unter der anschwellenden Eisflut zu Rundbuckeln abgeschliffen. Auf ähnliche Art dürften u. a. auch der prächtige über 100 m hohe Rundhöcker des Nollen beim Grimselhospiz und die zwei Buckel des Hinterstockes etwas weiter talauswärts entstanden sein [Bl. 397]. Einen solchen Hügel sehen wir heute unter dem abschmelzenden Ende des Fiescherglетschers zum Vorschein kommen (Ober- und Unter-Titer), weil dort der Gletscher den Abfluss des Märjelensees an die rechte Talwand gedrückt hat [Bl. 493]. So mögen ferner durch den diluvialen Rheingletscher die linken Seitentäler des Rheins zwischen Brigels und Waltensburg verbaut und die Flüsse in ihren heutigen zum Rhein parallelen Lauf gedrängt worden sein, während der Gletscher die abgetrennten Bergsporne niederschliff [Bl. 405, 409].

Ähnliche Vorgänge haben während der Eiszeit im Molasseland sich zugetragen und ihre bleibenden Folgen setzen uns heute in Verwunderung, weil wir die Ursachen in der Nähe nicht mehr wirksam sehen.

Erosionswirkungen der ältern Gletscher.

Während der letzten Vergletscherung blieb nur ein relativ kleiner Teil des schweizerischen Molassegebietes eisfrei, nämlich in der Ostschweiz das Tösstal, das indessen, wie p. 102 ausgeführt, bedeutenden Zufluss von glazialem Schmelzwasser erhielt, und in der mittleren Schweiz das Napfgebiet im weiteren Sinne, d. h. ein Streifen ungefähr umgrenzt durch die Linie Eggiwil-Napf-Willisau-Dagmersellen-Lenzburg-Jurarand-Aarwangen-Burgdorf-Walkringen-Eggiwil. Innerhalb der äussersten Endmoränen der letzten Vereisung finden sich die Akkumulationen und Erosionen aller Eiszeiten gehäuft. Da auf dieses Areal nicht allein die Gletscher der letzten Eiszeit eingewirkt haben, sondern auch alle ältern und zwar die der grössten Vergletscherung am längsten und intensivsten, so ist a priori begreiflich, dass das ausserhalb der Endmoränen gelegene Gebiet in viel geringerem Grade durch Gletschererosion beeinflusst erscheint.

Dass indes dieser Einfluss tatsächlich existiert, soll im folgenden an dem zum grössten Teil vom Rhonegletscher[1]) überfluteten nördlichen Vorgebiete des Napf gezeigt werden. In der unmittelbaren Nähe der Aare und in einem 6—8 km breiten Streifen an ihrem rechten Ufer weist das Molasseplateau zwischen Herzogenbuchsee und Zofingen eine wesentlich andere Oberflächenbildung auf, als weiter napfwärts (gegen SE). Die sanft gerundeten Erhebungen zeigen zumeist dieselbe mehr oder minder langgestreckte

[1]) Vergl. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter, p. 481 ff.

Gestalt und Orientierung. Ihre Längsachse läuft nahezu parallel zur Aare und weist demnach gegen NE bis ENE. So erscheinen die Höhenrücken, welche die Täler der Langeten, Rot und Wigger von einander scheiden, in ihrem nördlichen Teil in eine Reihe von länglichen Hügeln aufgelöst, die zu den Tälern schräg laufen. Die Seitentälchen dieser Flüsse entsprechen ihrer Richtung nach meist den Hügeln, zwischen die sie eingebettet liegen; sie sind flach muldenförmig, gefällsarm und daher vielfach sumpfig. Tümpel und Weiher, die andern ausserhalb der Endmoränen liegenden Molasselandschaften fehlen, sind nicht selten, zumal in der Nähe der flachen Talwasserscheiden. Als Beispiele solch isolierter Hügel — Rundhöcker der grossen Vergletscherung — seien genannt die Molassezeugen Winauberg-Buchwald rechts von der Aare zwischen Aarwangen und Egerten [T. A. Bl. 164], sowie die Hügel aus unterer Süsswassermolasse auf der andern Seite der Aare zwischen Neuendorf und Wolfwil. Das Plateau im SE der Talung Winigen-Langental [Bl. 129, 180, 178] zeigt fast lauter SW–NE streichende Längsrücken. Die vielen Hügel des Komplexes zwischen Langeten und Rot im Umkreis Madiswil-Langental-Roggwil-Melchnau [Bl. 165, 179] sind ohne Ausnahme nach E—NE gestreckt und zwei wannenförmige gleichgerichtete Talmulden stellen eine fast ebene Verbindung zwischen den beiden Seitentälern der Aare her. In dem nach NE sich anschliessenden Gebiet zwischen der Rot und dem untern Wiggertal treffen wir die Erscheinung in der Umgebung von Vordemwald [Bl. 165] besonders schön ausgeprägt. Das Tal der Rot steht mit dem der Pfaffnern in nahezu offener Kommunikation durch die niedrige Einsattelung von Balzenwil. Zwischen Pfaffnern und Wigger existiert eine solche in der Richtung Mättenwil-Mehlsecken [Bl. 165, 168]. In dem ganzen Streifen des Molasselandes rechts der Aare fehlen Erhebungen über 600 m; südwärts einer Linie Riedtwil-Lotzwil-Reiden erst steigen die verschiedenen Hügelrücken rasch zu 700 und 800 m an, indem sie wieder den normalen Charakter gewinnen.

Der niedrige Plateaurand längs der Aare wurde von dem während der grossen Vergletscherung über Wangen hinaus vorrückenden Rhonegletscher am längsten und mächtigsten bedeckt und bildete einen Teil des Hauptstrombettes. Zuerst wurden die Seitentäler zwischen Herzogenbuchsee und Aarburg eines nach dem andern durch Eis und Moränen abgedämmt, sodass ihre Flüsse neue Auswege gegen die Aare suchen mussten; dadurch mag der erste Anlass zur Bildung der erwähnten Querverbindungen zwischen benachbarten Seitentälern gegeben worden sein. Mit dem Wachstum der Eisflut und ihrer Ausbreitung gegen den Napf hin traten dieselben als Wasserrinnen ausser Funktion, sie wurden vom Eise durchflossen und durch dessen Tätigkeit ausgeschliffen und vertieft, die Höhen gerundet und erniedrigt und andere in der Bewegungsrichtung des Gletschers gelegene Seitentälchen ebenfalls muldenartig ausgehobelt, während die quer dazu liegenden Nebentäler der Aare nicht erheblich beeinflusst, namentlich nicht erweitert worden sind.

Spuren einer Aufarbeitung der Molasse durch den Rhonegletscher erblicke ich in folgenden zwei Vorkommnissen dieser Gegend: Auf dem niedrigen Hügelsporn

südlich Vordemwald findet sich zwischen dem obern und untern Sennhof am Wege [Bl. 165] eine etwa 7 m tiefe Grube in diluvialem Geschiebe. Kleinere und grössere Nester von gerundeten Geröllen der bunten Nagelfluh untermischt mit vereinzelten Wallisern finden einer schichtungslosen oder undeutlich schief geschichteten Grundmasse von Sand, der sich in dem der Molasse durchaus gleicht. Auf dem Chuzenboden zwischen Melchnau und Buswil (580—590 m) befindet sich eine schon auf p. 54 erwähnte grosse Grube in diluvialem Schutt, an dessen Aufbau Molasse als kompakter Sand und in Form von bis 1 m Durchmesser haltenden Knauern und runden Blöcken den Hauptanteil nimmt [Bl. 179]. Auch hier bezeugen reichlich vorhandene walliser Felsarten den Hertransport durch den Rhonegletscher.

Im E von Zofingen kommt der Einfluss des Rhonegletschers nur noch in der eigenartigen Talwasserscheide von Safenwil zur Geltung. Diese dürfte eine vom Gletscher ausgeschliffene, zeitweise von der Wigger und von Schmelzwassern benützte Wasserrinne sein.

Mit der grossen Vergletscherung hängen vermutlich auch die Verlegungen des Aarelaufes in der Gegend des Borns zusammen.

Wahrscheinlich überschritten gleichzeitig mit dem Rhonegletscher auch die andern diluvialen Gletscher die durch die Endmoränen markierte Linie. Die verschiedenen Lappen des Reuss-Aargletschers drangen durch die Täler der Wigger, Suhre, Wina und Aa gegen den Jura hin vor. Gleiche Vorstossgeschwindigkeit angenommen, dürfte die erste Berührung zwischen Rhone- und Reussgletscher etwa am Ausgang des Wiggertales in der Gegend von Aarburg erfolgt sein. Die Verbreitung der charakteristischen Wallisergesteine beweist jedoch, dass das Aaretal bis Wildegg sowie die Ausgänge seiner aargauischen Seitentäler schliesslich vom Rhonegletschereis beherrscht wurden. Die von den Alpen her in mehreren Hauptströmungen über das verhältnismässig offene Molasseland vorrückende Eismasse staute sich am Jurarand; die wenigen und engen Querdurchbrüche und Passlücken gestatteten der enormen Inlandeismasse nur sehr beschränkten Abfluss. Infolgedessen musste sich naturgemäss die Geschwindigkeit der Eisbewegung zumal der tieferen Partien in dem rückwärtigen Gebiete verlangsamen und, wie in einem See die mechanische Tiefenerosion des Wassers aufgehoben wird, so musste die Intensität der Eiswirkung auf den Untergrund sich vermindern. Dazu kommt, dass mit der grossen Ausdehnung der alpinen Gletscher deren Reichtum an festen alpinen Moränentrümmern abnehmen musste. Da aber die resistenten alpinen Geschiebe bei der glazialen Abtragung der Molasse eine Hauptrolle spielten, beeinflusste die grösste Vergletscherung auch aus diesem Grunde das Molasseland ausserhalb der jungen Moränen bei weitem nicht so stark, wie die kleineren Eisperioden das innerhalb derselben gelegene Gebiet. Wenn wir ausserhalb der Moränen im Winen- und Suhrental, weniger im Tal der Wigger und Langeten, noch Reste von Hochterrassenschotter antreffen, so beweist dies nur, dass eine nachträgliche

Ausschürfung den Hochterrassenschotter nicht überall und vollkommen auszufegen vermochte.

Durch die Gletscher der grossen Eiszeit stark mitgenommen scheint mir das obere Entlebuch [Tafel III. Pr 12]. Mit dem obersten Tal der Ilfis durch die typische Talwasserscheide von Escholzmatt (Bern-Luzernbahn!) in offener und fast ebener Verbindung, ist es geologisch ein Längstal in der aufgerichteten Molasse. Seine Weite und die aus der Talebene aufragenden in der Flussrichtung gestreckten isolierten Hügelchen (Schintbühl) sind auffallende Eigentümlichkeiten [T. A. Bl. 374]. Die letztere hängt zusammen mit der Lage des Tales im Gebiete sehr verschieden widerstandsfähiger Molasseschichten (Sandstein und weiche Mergel abwechselnd mit festen Nagelfluhbänken). Daneben hat aber auch die Eiszeit Anteil an der Erniedrigung der Wasserscheide von Escholzmatt, an der Modellierung einzelner Rücken und namentlich an der Ausweitung des Tales. Denn als der anwachsende Aargletscher, durch das Rhoneeis nach rechts gedrückt, in der grossen Eiszeit das Emmental mehr und mehr verbarrikadierte, fand die obere Ilfis, vielleicht sogar die Emme einen Ausweg von Wiggen gegen das Entlebuch[1]). Denselben benützte in der Folge auch der bei Schangnau vom Hauptgletscher auf die Seite gedrängte Emmengletscher, dessen stattliche Rückzugsmoränen in der Gegend von Schüpfheim-Entlebuch zumal am rechten Talgehänge sehr schön erhalten sind. So haben wir in dem Talzuge Marbach-Escholzmatt-Schüpfheim-Entlebuch ein Produkt der aufeinanderfolgenden Arbeit von Wasser und Eis.

X. Abschnitt.

Die Entstehung der Seen.

Seen sind auf das Gebiet der letzten Vergletscherung beschränkt, ausserhalb der Endmoränen fehlen sie gänzlich. Im Molasselande zwischen Reuss und Emme lassen sich drei Typen unterscheiden. Als „alpine Randseen" fallen streng genommen Vierwaldstätter- und Zugersee nicht mehr in den Rahmen dieser Untersuchung. Weil jedoch ihre Existenz auf die Erosionsvorgänge im vorliegenden Molasselande einen wesentlichen Einfluss ausübte, so können wir sie hier nicht übergehen. Ein anderer Typus umfasst die „kleinen Seen" der horizontalen Molasse, die mit andern unter dem Namen „Moränenseen" zusammengefasst worden sind. Einer besonderen Kategorie möchte ich zwei kleine Seen, den Rotsee bei Luzern und das Tutenseelein zwischen Wolhusen

[1]) Vergl. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter p. 547/48.

und Menznau zurechnen, deren Bildung mit der letzten Vergletscherung nur in mittelbarer Beziehung stehen.

I. Die Moränenseen.

Darunter wollen wir nicht nur die aktuellen Seen im eigentlichen Sinne des Wortes verstehen, sondern auch die ihnen ihrer ganzen geologischen Natur nach durchaus entsprechenden erloschenen Seen. Repräsentieren diese ja blos in ihrer Entwickelung weiter vorgeschrittene Stadien der echten Seen, mit denen sie durch zahlreiche Übergangsformen verbunden sind. Im Vorkommen von Seekreide unter dem Torf der meisten grösseren Moore liegt ein sicherer Beweis dafür, dass sie als erloschene Seen anzusehen sind. So erkennen wir auf engem Raume beisammen in den aktuellen Seen von Sempach und Mauensee, in dem künstlich trocken gelegten Wauwilersee und im Buchser Torfmoos vier aufeinanderfolgende Entwickelungsstufen von Seen.

a) Die Talseen [dazu Profile auf Tafel I u. II].

Unter den rezenten Seen besitzen nur drei eine ansehnliche Grösse; die übrigen und mit ihnen die Mehrzahl der Torfmoore haben weniger als 1 km² Fläche. Über die morphologischen Verhältnisse gibt die folgende Übersicht Auskunft:

	Meerhöhe des Seespiegels	Meerhöhe der tiefsten Stelle	Grösste Tiefe	Oberfläche
	m	m	m	km²
Sempachersee (Pr 1 b)	506,9	420	86,9	14,28
Hallwilersee (Pr 8c) .	452,3	405	47,3	10,31
Baldeggersee (Pr 8 b)	466,1	400	66,1	5,04.

Alle drei Seen sind unter Wasser gesetzte Strecken von Molassetälern: die beiden Längsufer der Becken werden durch die Talflanken gebildet, während bogenförmige Endmoränen der letzten Eiszeit als sichtbarer Abschluss auftreten. Daraus ergibt sich die Frage: Haben die Endmoränen und die ihnen vorgelagerten Fluvioglazialschotter allein die Ausbildung der Seebecken bewirkt oder sind daran andere Ursachen wesentlich beteiligt?

Im ersten Falle müssten die diluvialen Ablagerungen eine die grösste Seetiefe übertreffende Mächtigkeit besitzen. Wo nicht, so können daneben noch Dislokationen und Gletschererosion in Frage kommen.

Da Bohrungen fehlen, sind wir in Bezug auf die Mächtigkeit des Glazialschuttes im Unsichern und auf theoretische Erwägungen angewiesen. Angenommen, der Grund des Baldeggersees — 400 m — entspreche einem alten Erosionstalboden mit einem durchschnittlichen Gefälle von 7,5 ‰ [1]), wie es Aeppli den alten Erosionstalböden des

[1]) Sicher ein zu kleiner Betrag, da wir — wie schon p. 121/122 gezeigt wurde — weder im Grunde des Baldegger- noch des Sempachersees einen alten Reusstalboden vor uns haben.

Zürichseetales zuschreibt, so müsste er bei einer Entfernung von 26,2 km an seinem Ausgang ins Aaretal zwischen Rupperswil und Wildegg ein Niveau von 400—196 = 204 m erreichen, während die Aare in etwa 354 m fliesst. Für den Sempachersee (Grund 420 m; Entfernung vom Ausgang bei Rohr 32 km) resp. für das Suhrental führt eine analoge Überlegung auf ein Niveau des Molassetalbodens von 180 m, wo der Aarespiegel 366 m hoch liegt. Wir gelangen also zu dem Ergebnis, dass der Erosionsboden des Aaretales zwischen Aarau und Wildegg 150 bis 186 m unter dem heutigen Flusspiegel gelegen sein müsste. Obschon keine Tatsachen bekannt sind, welche die Möglichkeit ausschliessen, dass die Felssohle des Aaretales so tief unter dem gegenwärtigen Flussniveau gelegen sei, so sprechen doch manche Punkte gegen die Wahrscheinlichkeit einer solchen Lage. Vorausgesetzt, die Aare sei wirklich einmal bei Wildegg 150 m tiefer geflossen, so ergäbe sich unter Berücksichtigung des heutigen Flussgefälles für ihren Erosionstalboden in seinem ganzen weitern Verlauf bis zur Mündung und für denjenigen des Rheins und konsequentermassen auch der wichtigeren Zuflüsse gleiche oder ähnliche Verhältnisse, d. h. wir hätten überall die Felssohlen ca. 150 m unter dem heutigen Flusspiegel zu suchen, falls wir nämlich nach der Erosion erfolgte Dislokationen, für die faktische Anhaltspunkte fehlen, ausschliessen wollen. Auf diese Weise kämen wir für Basel auf ein altes Rheinbett von 250 - 150 = 100 m Meerhöhe. Südlich vom Städtchen Laufenburg müsste sich zwischen dem Gneissfelsen, der die Ruine trägt und dem Berggehänge ein altes Rheinbett finden, dessen Niveau 298—150 = 148 m wäre. Dies würde aber die Existenz eines 174 m tiefen und oben kaum 400 m breiten mit Schotter aufgefüllten Einschnittes bedingen. Zu ganz ähnlichen Konsequenzen würde unsere Annahme führen bezüglich der engen Durchgänge des Rheines bei Koblenz und Kaiserstuhl, der Aare bei Stilli, Aarau und Olten, der Reuss und der Limmat bei Birmensdorf bezw. Baden[1]). Wenn die Erosion 150 m tief unter den heutigen Rheinspiegel gegangen wäre, so müssten alle Salzlager zwischen Koblenz und Basel angeschnitten und ausgelaugt worden sein. Auch die Thermen von Baden und Schinznach scheinen mir durch ihre Ursprungsverhältnisse nicht auf eine so grosse Tiefe der Felseinschnitte zu deuten. Murg, Alb und Andelsbach, welche in der Höhe von Laufenburg vom Schwarzwald her in das hier keine 2 km breite Rheintal münden, fliessen bis ganz nahe an ihren Ausgang auf Felssohlen. Wäre das Felsbett des Rheines hier wesentlich tiefer als sein heutiger Spiegel, so müssten die Seitentäler an ihrer Mündung ebenfalls mit Kies aufgefüllt sein. Ähnliches gilt für die Töss und für einige kleinere Gewässer, die dem Rhein von der schweizerischen Seite zuströmten, ebenso für die Roth und Pfaffnern als Nebenflüsse der Aare, die bis nahe zur Mündung in Molasse gebettet sind.

Alle diese Gründe sprechen dagegen, dass die Felssohle des Aaretales und somit

[1]) Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, gibt die Meerhöhe der Felsschwelle bei Birmensdorf zu 339 m an (120 m über dem Grunde des Zugersees 219 m) und den Felsboden des Limmattales bei Baden zu 358 m (p. 525 bezw. 537). Diese Angaben als richtig angenommen, könnte die Felssohle des Aaretales bei Stilli nicht tief unter dem heutigen Aarespiegel (331 m) gelegen sein.

auch der Täler des Sempacher- und des Hallwiler- und Baldeggersees durch fliessendes Wasser so tief erodiert sind, als die Annahme einer Seebeckenbildung durch blosse Moränenstauung erfordern würde.

Als weitere Ursachen kämen zunächst Dislokationsvorgänge nach Abschluss der Talerosion in Betracht. Die im Gefolge der Jurafaltung eingetretene Aufrichtung der den Jurarand begleitenden Molassezone ist vor der Bildung der heutigen Taleinschnitte in der Molasse erfolgt und kann demnach auf die Seebildung keinerlei Einfluss ausgeübt haben. Die Auflagerungshöhen des Deckenschotters zu beiden Seiten des Winentales, verglichen mit denjenigen der Umgebung von Brugg schliessen eine „Hebung" des den Seen nördlich vorgelagerten Gebietes nach vollendeter Talbildung aus. Anzeichen einer „Senkung" des Seengebietes gegenüber dem Vorlande finden sich weder in der Molasse noch in den glazialen Ablagerungen. Zudem müsste ein derartiger tektonischer Vorgang bei dem gleichartigen Charakter der Molasse weit um sich gegriffen und alle Täler in ähnlicher Weise betroffen und umgestaltet haben, während tatsächlich das Seenphänomen auf solche Täler beschränkt ist, die während der letzten Eiszeit vergletschert waren.

Nun wurde schon oben [p. 123 ff] ausgeführt, in welcher Art die diluvialen Gletscher beide Seetäler umgestaltet haben. Einen bedeutenden Teil ihrer Breite, die Muldenform, die mangelnde Gliederung ihrer Seitenufer, den geradlinigen Verlauf ihrer Längsachse verdanken die Seen der Wirkung der Gletscher. Würde man ein Stück eines während der letzten Eiszeit nicht vergletscherten Tales künstlich unter Wasser setzen, so ergäben sich ganz andere Seeformen, wie der Verlauf der Isohypsen auf der Karte sofort lehrt. Der Erledigung harrt hingegen noch die vielumstrittene Frage: Haben die diluvialen Gletscher den Boden der Molassetäler wesentlich vertieft, eventuell sogar selbsttätig Becken darin ausgeschliffen? Es ist konstatiert worden, dass Gletscher tatsächlich ihren Untergrund abnützen, kleine Hohlformen, seichte Wannen erzeugt haben[1]). Der Streit dreht sich wesentlich um den Betrag der durch die diluvialen Gletscher bewirkten Abtragung.

Die Gefällsverhältnisse des Hürntales haben mich zu der Annahme geführt, der Gletscher habe das Tälchen nicht nur erweitert, sondern auch vertieft [p. 112]. Das nach Kaufmann[2]) auf Seekreide ruhende Buchsermoos bezeichnet den erloschenen See, der sich an dieser tiefsten Stelle hinter der Buchser Endmoräne gebildet hat. Besonders auffallend erscheint, dass das einem grossen Flusse entsprechende sehr geringe Gefälle sich hier bis an die Wasserscheide geltend macht und nur in deren unmittelbarer Nähe auf eine kurze Strecke plötzlich grösser wird. Daraus geht hervor, dass der über die Wasserscheide eindringende Gletscherlappen das Tälchen fast in seiner ganzen Länge, am intensivsten aber im obersten Teil ausgeschliffen und seines normalen Gefälles beraubt hat.

[1]) Vergl. A. Baltzer: Studien am Unter-Grindelwaldgletscher etc. Denkschr. der schweizer. naturf. Gesellsch. Bd. XXXIII. 2. 1898.

[2]) Beitr. L. XI. p. 433 u. 455.

Von Gegnern der Glazialerosion wird behauptet, es bedeute die Periode der Vergletscherung stets eine solche des Stillstandes in der Talerosion. Wie verträgt sich nun aber mit dieser Auffassung die Tatsache, dass die von den Gletschern am längsten und häufigsten bedeckten Täler allgemein tiefer und viel weiter sind, als die vom Eise gar nicht oder in geringerem Masse überfluteten? Das Alluvionsbecken bei Buttisholz im weiten zur letzten Eiszeit vergletscherten Tal des Rotbaches liegt 550—555 m hoch. Folgen wir von der Mündung des Rotbaches in die Wigger dieser oder einem andern Zuflusse talaufwärts, so finden wir in Entfernungen, entsprechend derjenigen des Buttisholzer Mooses, überall viel höher gelegene Talböden: Menznau 594 m, Hergiswil ca. 630 m, Hüswil 615 m. Alle Täler sind an diesen Stellen mit Anschwemmungen von unbekannter Mächtigkeit erfüllt; es hat jedoch den Anschein, als ob dieselben bei Buttisholz mächtiger seien als in den Napftälern.

Ein Vergleich des vergletscherten Suhrentales mit dem in 6—7 km Distanz zu ihm parallel laufenden Wiggertal liefert einen Masstab für den

Betrag der vertikalen Gletschererosion. Die Sohle des Suhrentales fällt ausserhalb der Endmoränen von Schöftland (455 m) bis zur Mündung bei Aarau (366 m) auf 12 km mit 7,4 ‰, die des etwas wasserreicheren Wiggertales von Reiden (455 m) bis zur Mündung bei Aarburg (397 m) auf 10 km mit 5,8 ‰. 21 km oberhalb Reiden erreicht die Sohle des am tiefsten ausgewaschenen Quelltales der Wigger in Menznau 600 m bei 200 m Breite [Tafel III. Pr 13 u. t. A. Bl. 198], die Sohle des Suhrentales dagegen besitzt in der nämlichen Entfernung im Grunde des Sempachersees nur 420 m Meereshöhe, dagegen bis über 1000 m Breite. Man könnte versuchen, den Höhenunterschied von 180 m auf eine Aufschüttung des Talbodens von Menznau zurückzuführen; aber auch der Felsgrund des Sempachersees ist durch Ablagerungen erhöht. Um für die Tiefe des Erosionstalbodens bei Menznau einen Anhaltspunkt zu gewinnen, denke man sich die kleine Emme wieder durch diese ihre glaziale Abflussrinne geleitet. Der Felsboden tritt in ihrem heutigen Tal südlich Wolhusen [Bl. 201] an der Fontannenmündung (596 m) unter dem alluvialen Geröll zutage und weist auf der 4 km langen Schluchtstrecke oberhalb dieser Stelle ein Gefäll von 12 ‰ auf. Bis Menznau mit gleicher Neigung auf 7 km fortgesetzt, käme er hier in ein Niveau von 596 — 84 = 512 m zu liegen. Nun hat aber das Emmenbett seit der Eiszeit eine Vertiefung erfahren und sein glaziales Gefäll muss unterhalb der Mündung der Fontannen in Anbetracht der grössern Wassermenge kleiner geworden sein. Beides bedingt eine höhere Lage des Erosionstalbodens bei Menznau. Die Differenz von mindestens 92 m zwischen dem Talboden von Menznau und dem Grund des Sempachersees schreibe ich der Auskolkung des Suhrentales durch den Reussgletscher zu. Die muldenartige Hohlform des Sempachersees mit ihrer nördlichen Fortsetzung ist in ihrer ganzen Tiefe (87 m im Sempachersee) und Weite (bis 3 km) eine glaziale Ausschürfungswanne, deren Boden gegen die Endmoränen von Staffelbach hin ansteigt. Dies ist dem Umstande zuzuschreiben, dass der Gletscher bei Sursee durch Abgabe zweier Seitenarme

gegen das Wiggertal an Erosionskraft verlor. Infolgedessen existiert im nördlichen Teil des Suhrentalzungenbeckens heute kein See mehr, während im Seetal, wo eine solche Teilung des Eisstromes nicht stattfand, der Hallwilersee erhalten blieb. Aber auch im Seetal ist der weiter talaufwärts gelegene kleinere Baldeggersee nicht nur der tiefere, sondern sein Grund liegt mit 400 m sogar um 5 m unter dem des Hallwilersees, sodass der Talboden rückläufiges Gefäll besitzt. Ob solches auch der Molassesohle des Tales zukommt, ist fraglich angesichts der Möglichkeit ungleichmässiger Aufschüttung während des Gletscherrückzuges.

Die meisten seit dem letzten Gletscherrückzug neuerdings tobelartig eingeschnittenen Seitenbäche des Hallwiler- und Sempacherseegebietes fliessen an ihrem Ausgang über anstehendes Gestein und nichts deutet darauf hin, dass ältere tiefere Seitentäler existiert haben. Das verstärkt den Eindruck, dass das Haupttal durch Faktoren vertieft und erweitert worden ist, welche die Seitentäler nicht oder in ganz anderem Sinne beeinflussten. Jedenfalls sind zum mindesten die vom Wasser erfüllten Hohlformen ein Produkt der erweiternden und vertiefenden Gletschererosion, hervorgegangen aus höher gelegenen, stärker geneigten und engeren Flusserosionstälern. Der absolute Betrag der Auskolkung war in der Nähe der Wasserscheide in der Gegend des Sempacher- und Baldeggersees am grössten, d. h. bezeichnenderweise an den nämlichen Stellen, wo die Täler ihre grösste Verbreiterung erfuhren.

Teilung und Aufschüttung der Zungenbecken.

Die Täler der Suhre und der Hallwiler-Aa enthalten beide je drei nach aussen durch Endmoränen abgeschlossene Alluvionsbecken. Wären die Gletscher nach ihrem maximalen Stande gleichmässig rasch geschwunden, so würde man heute an Stelle der drei gesonderten je ein einheitliches Becken in jedem der beiden Täler antreffen, dessen Nordende durch den äussersten Moränenbogen bezeichnet würde. So aber ist an beiden Orten das seichteste äusserste Becken durch Auffüllung trocken gelegt, und zwar wohl schon seit der Periode des ersten Rückzugsstadiums der Gletscher, einerseits durch deren Abschwemmungen, anderseits durch das Einschneiden der ihrer Geschiebelast entledigten und auf die niedrigste Stelle der äussersten Moränen sich konzentrierenden, wasserreichen Gletscherflüsse. Dem langgestreckten, seichten Becken des Hallwilersees entspricht im Suhrental die etwas kürzere Alluvionsebene zwischen Triengen und Sursee. Kaufmann[1]) erwähnt, dass zwischen Geuensee und Schaubern etwa in der Talmitte unter 1½ Fuss (45 cm) Bachalluvion (Lehm mit Steinchen) 2 Fuss Torf und darunter Seekreide vorkomme; ferner führt er vom rechten Suhreufer zwischen Büron und Knutwilbad folgendes Profil an: 5 Zoll (15 cm) graue sandige Mergelerde, 3 Zoll schwärzliche Erde, 6 Fuss graue oder gelblich graue sandige Mergelerde, darunter

[1]) Beitr. L. XI. p. 435 u. 456.

weissliche Mergel, der Seekreide ähnlich, bis in unbekannte Tiefe. Dadurch dürfte die Existenz eines Sees in dieser Gegend erwiesen sein. Das Vorkommen von Torf und Seekreide macht es wahrscheinlich, dass er noch in postglazialer Zeit vorhanden war, der Ortsname Geuensee deutet sogar auf seinen Fortbestand bis in die historische Zeit. An seiner Aufschüttung nahmen in erster Linie teil die fluvioglazialen Schotter, welche sich nach aussen an die Surseer Endmoränen anlehnen; sodann aber auch die zahlreichen Bäche, die besonders in das östliche Talgehänge sich tiefe Tobel durch den Gletscherschutt hindurch bis in die anstehende Molasse eingerissen und das erodierte Material in Gestalt von Deltas und Schuttkegeln wieder abgesetzt haben. Auf dieselbe Art hat der Hallwilersee seit seiner Entstehung an Ausdehnung und Tiefe eingebüsst. Der gesamte Erosionsdetritus der Bäche von Altwies bis Meisterschwanden wurde in den See geschwemmt und hat diesen zwischen Altwies und Äsch schon zum grössten Teil aufgefüllt. Die sich zusehends weiter vorschiebenden Deltas der Bäche von Äsch und Meisterschwanden zeigen diesen Prozess noch heute in vollem Gange und wenn man nach starkem Gewitterregen vor ihren Mündungen das Wasser bis weit hinaus getrübt sieht, so wird man bald inne, welchem Schicksal der liebliche See in ferner Zukunft verfallen wird. Glazialen Ursprungs ist der grösste Teil der Ebene von Ermensee-Mosen, die der Oberfläche des Schuttkegels der Endmoränen um das Nordende des Baldeggersees entspricht. Am seichten untern Ende des Hallwilersees hat die Verlandung durch das Vordringen der Vegetation dem See schon ein ganz beträchtliches Gebiet abgerungen.

Sempacher- und Baldeggersee, die obersten Becken der beiden Täler, gehören derselben letzten auf dem Molasseland deutlich ausgeprägten Rückzugsphase des Reussgletschers an. Alle Umstände lassen darauf schliessen, dass dieser Rückzug rasch und ununterbrochen bis gegen Luzern sich vollzogen habe: Endmoränen fehlen, sonstige glaziale Ablagerungen, abgesehen von den subglazial entstandenen Drumlins und den Schottern der Wasserscheide von Ballwil, unbedeutend. Dies schnelle Schwinden ist wohl zum Teil bedingt durch die Höhe der Schwellen, welche das Gletschereis überschreiten musste, um gegen den Sempacher- und Baldeggersee vorzudringen. Ein relativ geringes Sinken der Eisflut in der Gegend von Luzern machte die Ströme gegen die Molassetäler versiegen.

Der Sempachersee [Bl. 183, 185, 188] hat seit seiner Entstehung an Ausdehnung nur wenig verloren, teils durch Bachalluvionen, die nur an der Mündung der grossen Aa, des Quellflusses der Suhre, und des Baches von Eich am rechten Ufer merklich hervortreten, teils durch das Vordringen der Vegetation am ruhigen Nordende im sog. Zellmoos. In den Jahren 1806—1807 erfuhr der Seespiegel eine künstliche Senkung um ca. 1,7 m, deren Wirkungen besonders an den flachen Enden zu tage traten. Den grössten Teil des Seegrundes deckt eine Lage feinen, lockeren, gelblichen Schlammes von 1—3 cm Dicke. Darunter liegt grauer Schlamm von lehmiger Konsistenz. Nur an wenigen Stellen, namentlich rechts, sind die Ufer steinig. Die meisten Zuflüsse sind zu klein, oder haben

ein zu geringes Gefälle, um gröberes Geschiebe zu transportieren. Ihr Einfluss auf die Beschaffenheit des Seegrundes macht sich nur dadurch bemerklich, dass an deren Mündungen der Schlamm reichlich mit Sand und gröberer organischer Trümmermasse durchsetzt ist. Wenn auch diejenigen unter diesen Bächen, die sich Tobel eingeschnitten haben, bei Hochwasser den Moränen entstammendes grobes Geschiebe in den See führen, in der Folge indes mit Sand und Schlamm bedecken, so mag im ganzen doch, nicht nur für den Sempacher-, sondern auch für die beiden andern Moränenseen, von denen hier die Rede ist, gelten, was Heuscher[1]) bemerkt: „Der Zustand des Seegrundes ist daher ein verhältnismässig stabiler, nur geringen und ausserordentlich langsam vorschreitenden mechanischen und topographischen Veränderungen unterworfener."

Dagegen scheint der Baldeggersee [Bl. 186] sich ursprünglich bedeutend weiter südwärts erstreckt zu haben und die zahlreichen kleinen Vorsprünge der welligen Uferlinien rühren von ebensovielen kleinen Bachdeltas her.

Spuren eines wesentlich höheren Seestandes, wie er z. B. für den Zürichsee[2]), Genfersee und Bodensee[3]) nachgewiesen worden ist, habe ich an keinem der genannten Moränenseen konstatieren können. Zwar fand ich 1895 südlich vom Ende des Hallwilersees bei Mosen in etwa 150 m Entfernung vom Ufer eine etwa 4 m tiefe Grube geöffnet, die unter der Rasendecke folgendes Profil aufschloss:

1,1 m Humus und Verwitterungsschicht,
0,2 m horizontal geschichteter Kies.

Darunter bis in unbekannte Tiefe unter 25° schief gegen den See fallende Schichten von Kies mit einzelnen Sandlagen mit im Maximum eigrossen Geröllen erratischer Herkunft; am Grunde der Grube stand Wasser, dessen Niveau vielleicht mit dem Seespiegel korrespondierte, bezw. nach Behauptung der Anwohner 1 m höher stand. Aber die sehr typische Deltastruktur der Ablagerung deutet nur auf ein etwa 2—3 m höheres Hallwilerseeniveau hin, welches sich kaum beträchtlich über die heutigen Hochwasserstände des Seespiegels erheben dürfte. Die Decke der Verwitterungsschicht, die Natur der Gerölle im Verein mit dem Umstand, dass heute die etwa 300 m weiter östlich in einem Kanal fliessende Wag, der Abfluss des Baldeggersees, keine Geschiebe von dieser Grösse mehr befördert, weist darauf hin, dass wir es hier mit einer alten Anschwemmung zu tun haben, vielleicht des viel wasserreicheren Gletscherbaches, der von Richensee her sein Delta in den nordwärts gelegenen Hallwilersee vorschob. Nach Mühlberg[4]) spricht die an verschiedenen Punkten zu beobachtende Neigung der Kiesschichten an den Moränen am Ende des Baldeggersees für früheren Zusammenhang der beiden Seen. Der

[1]) Dr. J. Heuscher in Zürich. Der Sempachersee und seine Fischereiverhältnisse p. 1.

[2]) A. Aeppli (Beitr. L. XXXIV. p. 113/14) hat einen 11 m höheren Stand nachgewiesen.

[3]) Dr. Rob. Sieger (Zur Entstehungsgeschichte des Bodensees. Richthofenfestschrift. Berlin 1893) erkannte bis 30 m über den heutigen Spiegel reichende alte Niveaus.

[4]) II. Bericht.

von Mosen bis Beinwil erst rasch, dann ganz allmählich sich verflachende Grund des Hallwilersees ist das Ablagerungsgebiet der feineren Sinkstoffe.

Als nach dem Zurückweichen der Gletscher hinter die Wasserscheiden der alpine Wasserzuschuss versiegte, welcher bisher die Molassetäler so stark beeinflusst hatte, waren wohl die Seeabflüsse schon bis zu ihrer heutigen Tiefe angelegt. Denn ihr Gefälle ist durchwegs bedeutend kleiner, als ihrer gegenwärtigen Wassermenge entspricht, weswegen z. T. künstlich für gehörige Drainierung gesorgt werden musste.

Erloschene Seen.

Mit den Seen von Hallwil, Baldegg und Sempach stimmen ihrer Lage und Entstehung nach eine ganze Reihe kleiner z. T. verlandeter oder künstlich trocken gelegter Seen und Moore überein, welche alle Talstücke ausfüllen, die während der letzten Eiszeit von Gletscherlappen durchströmt wurden.

Das Rüdiswilermoos im Tal der Rot (Ruswil-Grosswangen, t. A. Bl. 199). Der Torf wird 2,5—3 m tief gestochen und ruht auf Lehm, den ich an einer nahe am südlichen Ende gelegenen Stelle in der obersten Partie deutlich geschichtet fand. Obschon Seekreide nicht bekannt ist, scheint mir die Annahme eines alten Seebeckens an der Stelle des Moores gerechtfertigt; denn es ist sowohl gegen Buttisholz als auch nach SW gegen den Bilbach hin durch eine Endmoränenumwallung abgedämmt, die nur an einer Stelle von Bächen durchbrochen ist. Das mittlere Niveau des Rüdiswilermooses ist 618 m, der Grund des lediglich durch die Endmoräne von ihm getrennten 1 km entfernten Soppensees liegt in 570 m Meereshöhe, ebenso hoch wie die Sohle des Rottales unterhalb Oberstalden in 1,5 km Distanz. Gehört das Moos wirklich dem ehemaligen Tal der Rot an, so hat dasselbe hier eine sehr starke Auffüllung erfahren.

Der Wauwilersee [Bl. 182 u. Kartenskizze auf p. 80], westlich Sursee, seit 1856 durch Korrektion des Ronbaches trocken gelegt, stellte den winzigen letzten Rest eines Sees dar, der an Grösse einst dem Baldeggersee etwa gleichkommen mochte. Der verlandete Teil desselben wird bezeichnet durch das ausgedehnte Torfmoor gleichen Namens, eines der grössten und ausgiebigsten des ganzen schweizerischen Glazialgebietes Der Torf wird bis 3,6 m tief gestochen und ruht überall auf Seekreide, nur bei Seewagen in der Nähe der innern Moränen auf Sand. Der Wauwilersee war zuletzt nur noch etwa 1 m tief[1]); die liegende Seekreide beweist, dass ein See von der Ausdehnung des Torfmoores noch in postglazialer Zeit existierte; denn solange ein Eisstrom durch das Suhrental nordwärts über Sursee hinaus vordrang, verhinderten Gletscherbäche die Bildung von Seekreide. Das Moos nimmt nahezu die ganze Breite des ehemaligen Gletscherbettes ein und besitzt ein mittleres Niveau von ca. 505—506 m, d. h. seine Oberfläche liegt tiefer als die heutige Alluvionssohle des Wiggertales bei Schötz (508 m), von der das Moor nur durch den doppelten, stellenweise sogar dreifachen Wall der Endmoränen getrennt wird. Im Gebiet des Reussgletschers

[1]) Vergl. J. Kaufmann. Beitr. L. XI, p. 433.

finden sich sonst nirgends Anzeichen für die Existenz von Seen hinter den äussersten Endmoränen bis in die historische Zeit hinein. Es mag indes hier daran erinnert werden, dass $^1/_2$ km ausserhalb Reste eines durch Erosion abgetragenen Endmoränenbogens vorkommen, sodass der Wauwilersee das Pendant zum Hallwilersee repräsentiert. Seine Lage jenseits der Wasserscheide entzog den Wauwilersee dem Bereich der geschiebeführenden Gletscherbäche, als z. B. das untere Suhrental ihrem Einflusse noch unterlag; irgend nennenswerte spätere Bachanschwemmungen fehlen und der Abfluss konnte sich angesichts der erwähnten Höhenverhältnisse nicht einschneiden.

Im benachbarten Hürntal zeigt das den ganzen Talgrund hinter den ersten Rückzugsmoränen erfüllende obere Buchsermoos [s. Karte auf p. 109] einen erloschenen See an, der seinem Alter nach demjenigen entspricht, der einst das Haupttal der Suhre zwischen Triengen und Sursee einnahm[1]).

Innerhalb der ausgezeichneten Endmoräne des diluvialen Winentalgletscherarmes bei Zetzwil fällt die flache, weite Depression des Gontenswilermooses [T. A. Bl. 167, 169, 172] in die Augen. Mit ihrem Niveau von durchschnittlich 512 m liegt sie z. T. tiefer als die Niederterrasse ausserhalb der Moräne, in die der Fluss in der Übergangszone etwa 10 m tief sich eingeschnitten hat. Infolge des kleinen Gefälles herrscht im Moos Alluvion; trotz der künstlichen Abdämmung ihres Bettes setzt die Wina bei Hochwasser gelegentlich einen grossen Teil der Fläche gänzlich unter Wasser. Der Boden ist stellenweise torfig; Mühlberg hält es für sehr wahrscheinlich, dass hier ein aufgefüllter und entleerter See vorliegt. Die tiefen Einschnitte der Wina und des Rickenbaches durch den Gletscherschutt nördlich Münster haben während und seit dem letzten Gletscherrückzuge das Auffüllungsmaterial geliefert.

Bei Münster [Bl. 186] tritt uns in Gestalt eines flachen Rasenmoores die Andeutung eines weitern erloschenen kleinen Seebeckens entgegen[2]). In der Seonerterrasse, innerhalb der äussersten Endmoränen des Seetales, sollen nach einer von Mühlberg wiedergegebenen Beschreibung von Ausfeld[3]) unter einer „1 Fuss“ (30 cm) mächtigen Schicht von erratischem Schutt geschichtete Sand- und Kiesmassen und stellenweise Seekreide vorkommen, wodurch auch für diesen Ort die vorübergehende Existenz eines Sees wahrscheinlich gemacht wird.

Das grosse Torfmoor von Bünzen, unter dessen Torf nach Mühlberg[4]) Lehm, Schleimsand, Seekreide vorkommt, hat als See wahrscheinlich noch in geschichtlicher Zeit fortbestanden [T. A. Bl. 171].

Mühlberg[5]) glaubt, dass die Kiesterrassen, welche die Reuss oberhalb der Moränen von Mellingen und Hermetswil im Niveau von 379—400 m begleiten, während das Birrfeld

[1]) Vergl. Kaufmann Beitr. L. XI. p. 433 und Mühlberg I. Bericht p. 172.
[2]) Vergl. Mühlberg I. Bericht p. 112.
[3]) l. c. p. 118 u. 173.
[4]) II. Bericht.
[5]) I. Bericht p. 174.

am Aussenrande der Endmoränen 407 m hoch liegt, auf das ehemalige Vorhandensein von Seen hindeuten. Die Kiesterrassen zu beiden Seiten der Reuss bei Tägerig sind Reste des Schotterkegels, der sich an die Rückzugsmoränen von Niederwil-Stetten angliederte. Die Terrassen um Bremgarten stehen zur Endmoräne von Hermetswil in der nämlichen Beziehung. Auch die weiter reussaufwärts bei Werd, Aristau, Lunkhofen u. a. O. übrig gebliebenen niedrigen, fluvioglazialen Terrassenreste entsprechen wohl dem Gletscherboden des von hier aus ohne sichtbare Etappen zurückweichenden Reussgletschers. Wäre ihre Ablagerung in stehendem Wasser erfolgt, so müsste sich dies in der Schichtungsweise der Terrassenschotter, wahrscheinlich auch in der horizontalen Lage ihrer Oberfläche ausprägen. Nun findet man aber nirgends Deltastruktur und die Terrassenflächen fallen normal in der Flussrichtung, trotzdem sie tiefer liegen als die Oberfläche des Birrfeldes, des Schotterkegels der Mellinger Endmoränen. Daraus folgt, dass diese schon zur Zeit des ersten Rückzugstadiums des Reussgletschers mindestens bis zum Niveau der untersten horizontalen Kiesschichten der Terrassen von Tägerig durchschnitten waren. Dieses Einschneiden scheint schon eingesetzt zu haben, als das Gletscherende noch hinter den innern Moränenbogen von Mellingen stationierte. Dafür spricht der glaziale Trockenlauf des Münztales, das ca. 2 km westlich Mellingen vom linken Talgehänge zwischen höhern Endmoränenwällen bis zur Reuss sich hinzieht, wo es auf einer zu beiden Seiten des Flusses oberhalb Birrhard ausgeprägten Terrasse in ca. 370 m Meerhöhe, d. h. 20—25 m über dem heutigen Reusspiegel ausgeht. Also muss schon damals die Reuss bis mindestens 370 m eingeschnitten gewesen sein.

Wenn in dem innerhalb der Mellinger Endmoränen eisfrei werdenden „Zungenbecken" ein See überhaupt existiert hat, so dürfte dessen Spiegel das Niveau von 370 m nie überschritten haben und seine Auffüllung muss schon vollendet gewesen sein lange bevor der Gletscher die erste Rückzugsstation von Stetten endgültig verliess.

Waren Seen innerhalb der Moränen des ersten und zweiten Rückzugstadiums jemals vorhanden, so reichte ihre Oberfläche kaum über den heutigen Flusspiegel, und sie wurden durch fluvioglaziale Anschwemmungen noch vor dem Rückzug des Reussgletschers hinter Luzern gänzlich aufgefüllt. Denn mit dem Schwinden des Gletschers gewannen die schuttliefernden Gehänge an Ausdehnung, die zuvor über ein grosses Gebiet verteilte Moränenablagerung dagegen konzentrierte sich auf das Tal des Hauptflusses. Als dann später der Vierwaldstätter- und Zugersee die glazialen Ablagerungen aufnahmen, brachte die bisher durch den Gletscher gestaute geschiebereiche kleine Emme teilweisen Ersatz. Ihre Alluvionen bilden die obersten Lagen der Anschwemmungsebene des obern Reusstales. Die wenigen und unbedeutenden Seitenbäche haben an deren Entstehung nur unwesentlichen Anteil genommen. Einen ausgeprägten Schuttkegel findet man nur vor dem Ausgang des tief in Diluvialschutt und Molasse eingeschnittenen Jonatales, Wenn die Seen von Sempach und Hallwil ihre Erhaltung der mit dem raschen Gletscherrückzug verbundenen Wasser- und Geschiebeabnahme verdanken, so muss umgekehrt das Fehlen eines Sees im Reusstal auf die sehr beträchtliche Vermehrung der

Wassermenge und Geschiebeführung der Reuss während des Gletscherrückzuges zurückgeführt werden. Jene bedingte eine verstärkte Erosionstätigkeit auf der Strecke von Bremgarten flussabwärts bis zur Mündung, diese dagegen Akkumulation im weiter aufwärts gelegenen Talstück.

Wie schon p. 106/107 gezeigt wurde, dürfen weder die Schotter von Littau, noch die schlecht geschichteten verschwemmten Moränen von Honau als unmittelbar am Gletscherrand entstandene Lokalgebilde, für die Anzeichen eines von Du Pasquier[1]) vermuteten allgemeinen höheren Standes des Vierwaldstättersees angesprochen werden. Dessen Nordende lag mindestens seit dem Ende der letzten Eiszeit bei Luzern, wie wie sich aus dem Umstande ergibt, dass der Ausfluss im Quertal Luzern-Emmenbrücke auf erratischen Geröllen fliesst.

b) Die Moränenwannen.

Neben den durch Glazialerosion ausgeschliffenen und durch Endmoränen abgedämmten Talseen kann man eine zweite Kategorie von Seelein unterscheiden, deren Stauung wesentlich oder ausschliesslich auf die ungleichmässige Anhäufung diluvialen Schuttes zurückzuführen ist. Die beiden Typen sind durch Zwischenformen miteinander verbunden. (Erloschene Seen von Wauwil und Rüdiswil, Bünzermoos.) Sind jene durchwegs auf die Täler beschränkt und in deren Längsrichtung gestreckt, so findet man diese auch auf den Höhen ohne bestimmte Merkmale der Form. Ihrer geringen Grösse entsprechend sind die meisten dieser Seelein in Torfmoore verwandelt worden.

Der Soppensee [T. A. Bl. 199] erfüllt den glazial erweiterten und vertieften obersten Teil eines Tälchens, das im SW von Buttisholz dem linken Gehänge der Rottalmulde entlang zieht. Es wird von dieser durch einen, nach den Aufschlüssen zu urteilen, ganz aus Moränenschutt bestehenden Wall von 10—70 m relativer Höhe getrennt. Dessen Ablagerung fällt auf einen Zeitpunkt, wo der Rottalarm des Reussgletschers nur noch bis zu der durch die Endmoränenumwallung des Rüdiswilermooses bezeichneten Stelle vorstiess, während ein Überlauf des Suhrentalgletschers durch die Senke von Gattwil [s. p. 101] über Buttisholz quer durch die Rotniederung bis ans jenseitige Gehänge vordrang. In dem Winkel zwischen diesem und den beiden Endmoränen sammelte sich der Soppensee, dessen Wasser längs der westlichen Talflanke ihren Abfluss fanden, vielleicht zunächst von Stettenbach durch ein heute trocken liegendes Tälchen in das Tal von Geiss und in die glaziale „Emme". Auffallen mag, dass angesichts der kleinen Fläche die Tiefe des Seeleins 28 m beträgt. (Spiegel 598, Grund 570 m.) Sie erklärt sich indes aus dem winzigen, nicht einmal 1 km langen Bächlein, welches den See speist und ihn seit seiner Bildung nur sehr wenig verändert hat.

---

[1]) Beitr. L. XXXI. p. 112 ff.

Der Mauensee [T. A. Bl. 183] liegt im W von Sursee in der tiefen und weiten Niederung, welche das Suhrental an dieser Stelle mit dem Wiggertal verbindet und einem mächtigen Arme des Suhrentalgletschers zum Durchpass diente. Der nach Kaufmann[1]) künstlich um „3 Fuss" gesenkte Spiegel des Seleins liegt 507,5 m hoch (Sempachersee 507 m), das Niveau der tiefsten Stelle beträgt 499, die grösste Seetiefe somit nur 8,5 m. Im E, N und W ist die seichte Wanne von Moränen umwallt, die zwei aufeinanderfolgende Rückzugsetappen des Gletschers bezeichnen und im S an den ziemlich steilen Abhang des Leidenberges sich anlehnen. Aus dem Seespiegel ragen einige aus Erratikum aufgebaute Inselchen hervor, von denen das grösste mit dem Schloss gekrönt ist. Seine ursprüngliche Ausdehnung und Tiefe ist durch die Anschwemmungen des Bognauerbaches beträchtlich vermindert worden.

Der Egolzwilersee [Karte des Hürntales, p. 109], in der Endmoränenzone der von Sursee gegen das Wiggertal vorstossenden breiten Gletscherzunge ist nach Kaufmann[2]) 25 Fuss tief und besitzt einen flachen Grund. Seine Existenz ist insofern eigentümlich, als sonst im Bereich der äussersten Endmoränen Seen nirgends erhalten geblieben sind. Sie beweist ferner, dass die in der Nähe vorbeifliessende Wigger während und seit der letzten Eiszeit nie wesentlich höher floss als gegenwärtig; anders müsste dieser geschiebereiche Fluss das winzige Seebecken zugeschüttet haben.

Neben diesen wenigen rezenten Seelein ist die Zahl der in Moore umgewandelten sehr gross. Solche treffen wir in hochgelegenen Seitentälchen, die durch die diluvialen Gletscher und deren Bergmoränen abgedämmt worden sind. So bei Schlierbach-Etzelwil und bei Kommeln am Ostabhang des obern Suhrentales. Hier [T. A. Bl. 186] zeigt sich in drei nahe bei einander gelegenen Kiesgruben an der Strasse Münster-Sursee durchwegs schief geschichtetes, wenig gerolltes Moränenmaterial, dessen Deltastruktur die Existenz eines bedeutend umfangreicheren, glazialen Stausees beweist[3]), von dem das heutige Moor nur ein kleiner Rest ist.

Zu den Moränenwannen rechne ich auch die kleinen Seen von Burgäschi, Inkwil und Seedorf im Rhonegletschergebiet der letzten Eiszeit. Alle müssen unmittelbar nach dem Gletscherrückzug beträchtlich grösser gewesen sein als heute, wie die sie umgebenden Moore beweisen. Der Inkwilersee ist mit 6 m maximaler Tiefe sehr seicht, der Seedorfsee und besonders der Burgäschisee dagegen mit ihren 22 bezw. 31 m recht tief im Verhältnis zu ihrer Fläche. Das Becken des Burgäschisees stellt in seinem postglazialen Umfang eine in der Bewegungsrichtung des Gletschers gestreckte Mulde dar und es unterliegt keinem Zweifel, dass Glazialerosion die Seebildung gefördert hat.

Was das geologische Alter aller Moränenseen anbetrifft, so steht fest, dass sie in der heutigen Gestalt erst seit dem letzten Gletscherrückzug existieren. Für die Tal-

[1]) Beitr. L. XI, p. 434.

[2]) Beitr. L. XI. p. 455.

[3]) Vielleicht sind dies „die höchst merkwürdigen Kiesgruben", deren Rütimeyer in einer Anmerkung p. 125 l. c. erwähnt.

seen besteht jedoch die Möglichkeit, ja sogar Wahrscheinlichkeit von Vorläufern, deren Bildung mit den Wirkungen der Gletscher der grossen vorletzten Eiszeit zusammenhängen dürfte. Positive Beweise für die Präexistenz solcher alter Seen fehlen indes in unserm Gebiet.

II. Kleine Seen anderer Entstehung.

Ausserhalb des Gebietes der deutlichen Endmoränen der letzten Eiszeit liegt in dem Torso von Wolhusen-Willisau in unmittelbarer Nähe der gegenwärtigen Talwasserscheide der winzige

Tutensee [T. A. Bl. 199]. Nach Kaufmann[1]) 10—15 Fuss (3—4,5 m) tief ist das Seelein ganz in Alluvium eingebettet und auch sein Abfluss erreicht die Molasse nirgends. Seine Entstehungsweise wird uns auf einer Wanderung von Wohlhusen nach Willisau sofort klar. Bald nachdem man die orographisch kaum erkennbare Wasserscheide bei Mittler Unterschlechten überschritten hat, taucht rechts von der Landstrasse der kleine Seespiegel auf; dann fängt die Strasse sachte zu steigen an über einen wohl ausgeprägten, relativ mächtigen Schuttkegel. Dessen breite Basis erreicht vor dem Nordausgang des Seeleins das gegenüberliegende rechte Talgehänge am Fusse des Gütschhubels, während seine Spitze auf das steile Waldtobel des Grossen Schwandbaches hinzeigt, der jetzt künstlich in das Seelein selbst geleitet ist. Die wasserreiche glaziale Emme hatte das Talstück Wolhusen-Willisau stark vertieft und ein relativ geringes Gefälle hergestellt. Als daher die Emme wieder im alten Bette floss, blieben die Anschwemmungen der Seitenbäche auf dem Boden des Torso liegen und häuften sich zu Schuttkegeln, von denen der oben genannte den Tutensee staute. Seine Erhaltung verdankt er dem Umstande, dass vor der Einführung des Grossen Schwandbaches nur der gefällsarme und daher fast geschiebefreie Schwarzenbach nebst einem andern winzigen Rinnsal in ihn einmündeten. Ein fast vollkommenes Analogon zum Tutenseelein bildet der im glazialen Thurlauf Wyl-Turbental ebenfalls durch einen Schuttkegel gestaute etwas grössere Bichelsee. Beides sind wiederum gleichsam Miniaturausgaben der Seen des Oberengadins, welche in ähnlicher Weise durch Schuttkegelstauung in einem seines Oberlaufes beraubten Tale sich bildeten.

Der Rotsee [T. A. Bl. 203 u. Pr 6 Tafel II], nördlich Luzern, füllt als 2,5 km langes und im Maximum nur 250 m breites Becken den obersten Teil des Isoklinaltälchens, welches parallel zum breiten Tal der Reuss in den Nordflügel der ersten Molasseantiklinale eingeschnitten ist. Der schmale, aus oberer Süsswassermolasse bestehende Hundsrücken, dessen Schichten sanft gegen die Reuss fallen, mit steilen Schichtköpfen gegen den See abbrechen, bildet die im Maximum nur 90 m hohe Scheide. Im S steigt die aufgerichtete Molasse zu bedeutend grösserer Höhe an, erniedrigt sich aber stark gegen den Querdurchbruch der Reuss hin, und von Luzern zieht sich gegen den Rotsee eine tiefe Senke.

[1]) Beitr. L. XI. p. 456/57.

Vom Quertal der Reuss ist das Längstal des Rotsees durch die kaum 20 m über den Reusspiegel erhabene Barrière von Friedental geschieden. Diese baut sich, soweit bekannt, ganz aus diluvialem Sand und Kies auf[1]), ähnlich demjenigen, aus welchem das Plateau von Staffeln bei Emmenbrücke besteht. Die Bildungen entstammen einer Rückzugsepoche, während welcher die Zunge des Reussgletschers noch bis in die Gegend von Emmenbrücke durch das Quertal der Reuss vorstiess. Dem rechten Seeufer entlang streicht eine schmale, in einzelne Längsrücken zerteilte Molasserippe mit Nagelfluhbänken. Im gleichen Streichen tauchen talauswärts noch mehrere isolierte Längshügel aus dem Talgrund auf; ihre Modellierung dürfte dem Gletscher zuzuschreiben sein. Neben diesen Erhebungen gibt es auch andere, die nach oberflächlichen Aufschlüssen aus diluvialem Material zu bestehen scheinen. Der auf weite Erstreckung sumpfige Talboden selbst ist in der Nähe des Sees torfig-schlammig, weiter abwärts wahrscheinlich diluvial. Kaufmann[2]) gibt an, dass ein Anschnitt des Rotseetalbodens am Reussufer bei Root lössartiges, gelbliches, lehmig-sandiges, schichtungsloses Material, mit mehr oder weniger gerundeten Steinen von Nuss- bis Faustgrösse und seltenen eckigen Blöcken zeige (Grundmoräne).

Der Spiegel des Rotsees liegt mit 423,3 m um 13,6 m tiefer, als der des nahen Vierwaldstättersees, tiefer auch als derjenige der Reuss, sowohl bei der Eisenbahnbrücke der Züricherlinie (434 m) als auch bei Emmen (430 m); das Niveau des Seegrundes beträgt 407 m. An der Mündung des Rotseetales fliesst die Reuss heute etwa 414 m hoch. Wäre sie seit der letzten Eiszeit einmal wesentlich höher geflossen als heute, so müsste sie den kürzern Weg durch das Rotseetal gefunden haben. Damit fällt aber auch die Annahme eines erheblich höheren postglazialen Vierwaldstätterseespiegels dahin. Die heute wirksamen Faktoren allein können das Rotseetal nicht erzeugt haben. Nun besitzt es aber eine südwestliche Fortsetzung in dem Längstälchen, welches sich von Littau zwischen dem Sonnenberg-Gütschabhang und der Zimmeregg gegen das Quertal der Reuss zieht und bei Littau nur durch die Schotter des glazialen Staudeltas vom Tal der kleinen Emme geschieden wird [T. A. Bl. 204]. Die Zimmeregg entspricht geologisch dem Hundsrücken und wird von diesem nur durch den schluchtartigen Querdurchbruch der Reuss getrennt. Seinem Charakter nach muss das ganze Isoklinaltal Littau-Rotsee älter sein als das Quertal der Reuss und es entsteht die Frage, ob wir es nicht mit einem alten Emmenlauf zu tun haben. Beim Heranrücken der Gletscher fand dann ein Abfluss des Vierwaldstättersees seinen Weg nach dieser Seite und vertiefte das Rotseetal. Später verlegte der Gletscher, von Luzern her nachrückend, der Emme den Weg und lenkte sie in ihr heutiges Bett. Gletscherwasser schufen den Durchbruch zwischen Zimmeregg und Hundsrücken gegen Emmenbrücke, während das Eis selbst zuerst durch das Rotseetal abfloss und es stark ausschliff, ehe es über den nördlichen Rücken hinwegstieg. In dem Torso staute sich nun während des letzten Gletscherrückzuges ein langgestreckter See, indem die Gletscherzunge von Luzern die Talung nach SW abschloss, während die

[1]) Vergl. Kaufmann Beitr. L. XI. p. 404.

[2]) Beitr. L. XI. p. 405.

glaziale Reuss mit der geschiebereichen Emme vereinigt, den Boden des heutigen Tales zwischen Emmenbrücke und Gisikon erhöhten und ein „toter" Gletscher die Stelle des heutigen Sees einnnahm. Als dann der Gletscher sich auch aus dem Quertal hinter Luzern zurückgezogen hatte, bildete das an seinem Rande abgelagerte Schotterplateau von Friedental die Schwelle nach SW. Es liegt mithin der Fall vor, wo ein tiefes Talstück als Torso aus dem Flusslaufe ausgeschaltet und durch Akkumulationen an seinen Enden derart aufgefüllt wurde, dass im mittleren Stück ein See sich bilden musste. Das geringe Gefälle seines Abflusses, sowie der Mangel geschiebeführender Zuflüsse liess denselben trotz seiner geringen Breite und Tiefe bis auf die Gegenwart fortbestehen; nur die vordringende Vegetation hat ihn, zumal an seinem untern Ende, bedeutend verkleinert.

III. Die Randseen.

Der Vierwaldstättersee.

Bei der Untersuchung des dem Vierwaldstättersee unmittelbar vorgelagerten Molassegebietes habe ich meine Aufmerksamkeit vor allem auf das Vorkommen von Erscheinungen gerichtet, wie sie von Heim und Aeppli als Beweise einer Einsenkung des ganzen Alpenkörpers nach vollendeter Talbildung aus der Umgegend des Zürichsees geltend gemacht werden; jedoch ohne positiven Erfolg. Die Abtragung der Molasse durch Eis und Wasser ist in dieser Zone so stark, dass eine eventuell einst vorhandene Terrassierung verwischt und der Deckenschotter ganz verschwunden ist.

Hinsichtlich seiner Entstehungsgeschichte repräsentiert wohl unter sämtlichen alpinen Randseen der Vierwaldstättersee das komplizierteste Problem. Während z. B. der Thuner- und Brienzer- oder der Genfersee mit Wasser gefüllte Strecken eines Tales darstellen, erkennen wir im Vierwaldstättersee ein ganzes Talsystem. Nun gehen alle Auffassungen darin einig, dass dasselbe in seiner ersten Anlage der Wassererosion zuzuschreiben sei. Dagegen führen die einen die Seebildung als solche auf Dislokationsvorgänge zurück, und nehmen daneben nur eine untergeordnete Einwirkung der akkumulierenden Tätigkeit der diluvialen Gletscher an. Die anderen hingegen erblicken in deren auskolkender Aktion die Hauptursache der Seebeckenbildung[1]).

Um aus der gegenwärtigen Gliederung den Zusammenhang des alten Talnetzes zu ergründen, müssen wir uns alle alluvialen und diluvialen Schuttmassen hinweg geräumt denken. Auf diese Weise tritt der Alpnachersee in Verbindung mit dem Sarnersee, den die Anschwemmungen der Melchaa und der beiden Schlierenbäche seit der letzten Eiszeit abgetrennt und höher gestaut haben. Reuss und Schächenbach haben vom Urnersee schon ein ansehnliches Stück bis oberhalb Erstfeld aufgefüllt. Die Engelbergeraa unterbrach durch ihr zweiteiliges Delta den ehemaligen Zusammenhang zwischen den See-

[1]) Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, p. 537/38.

becken von Alpnach und Gersau, während der Krienbach den Seeteil zwischen Luzern und Horw trocken legte. Das Muotadelta schüttete den ehemaligen Schwyzerarm zu und trennte den Lowerzersee vom Hauptbecken.

Gletscherschutt findet sich in grösserer Menge am Ende des Küssnacherarmes, zwischen diesem und Immensee, zwischen Stans und Buochs (glaziales Delta der Engelbergeraa), bei Schwyz-Ibach (glaziales Staudelta der Muota). Unterseeische Moränen unterbrechen an verschiedenen Stellen die Stetigkeit der Böschung des Seegrundes. So bei Kindlismord zwischen Brunnen und Gersau, im N der beiden Nasen bei Vitznau, im Kreuztrichter, und im Küssnachersee[1]). Hingegen können meines Erachtens die unterseeischen Hügelformen, welche sich nach W an die Landzunge von Hertenstein und nach S an das Vorgebirge der Spissenegg anlehnen, ebensogut als Fortsetzungen (bezw. Reste) dieser Molassesporne gedeutet werden.

Seine maximale Tiefe erreicht der See im Becken von Gersau mit 214 m; fast gleich tief ist der Urnersee mit 205 m; bedeutend seichter schon die sog. mittlere Seekammer am Fusse des Bürgenstocks (151 m) und der Kreuztrichter am Eingang des Luzernersees (112 m). Von den Seitenarmen von Alpnach und Küssnach erreicht keiner 100 m Tiefe. In der Zeit des letzten Gletscherrückzuges hat wohl im ganzen Seegebiet eine wesentliche Erhöhung des Grundes durch Gletscherschutt und Schlamm stattgefunden. Seither haben die feinen Anschwemmungen der Flüsse ihn weiter verebnet und erhöht. Heim[2]) berechnet den Betrag dieser Erhöhung für den Urnerseeboden auf 200 m; nicht geringer dürfte er im Alpnachersee sein, wohl aber im Gersauer Becken. In den andern Seeteilen darf dagegen der Schlammabsatz angesichts des gänzlichen Mangels von namhaften Zuflüssen relativ gering angeschlagen werden. Die Mächtigkeit der unterseeischen Stirnmoränen ist zwar nicht bekannt; doch hat es nach Form und Situation den Anschein, dass die ganze über den benachbarten Seegrund aufragende Querbarrière aus Gletscherschutt aufgebaut sei. Unter dieser Voraussetzung müsste seine Ausräumung einen flachen Seegrund von 1—2 km Breite ergeben, der von Flüelen bis zu den Nasen nahezu horizontal liegt und von hier bis nach Luzern erst allmählich, dann vom Kreuztrichter an rascher ansteigt. Ob nun diesem Schlammboden des Sees ein analog gestalteter Felsgrund entspricht, lässt sich nicht feststellen; eine Gliederung desselben durch sanfte Schwellen in einzelne Becken ist nach der Konfiguration der Oberfläche wahrscheinlicher.

Der Alluvionstalboden der Reuss nimmt von Flüelen talaufwärts an Breite allmählich ab, bis unter ihm bei Amsteg das Felsbett der Reuss wieder auftaucht. Nehmen wir nach Heim das Niveau des letzteren in der Gegend der Reussmündung bei Flüelen zu 40 m über Meer an, so resultiert für den 15,4 km langen Talboden Amsteg (530 m) -Flüelen ein absolutes Gefälle von 490 m oder ein relatives von ca. 32 ‰! Nun hat aber offenbar bei Amsteg die Erosion seit der Bildung des Vierwaldstättersees weiter

[1]) Vergl. Brückner l. c. p. 540.

[2]) Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. in Zürich XXXIX. Jahrg. 1894 p. 3.

gewirkt, woraus für den ursprünglichen Felsgrund dieses Talstückes eine noch erheblich grössere Neigung resultiert. Unter solchen Bedingungen konnte aber ein Fluss keinen breiten Talboden erodieren, wie er im Urnersee unter Wasser gesetzt erscheint. Beläuft sich doch auf der Schluchtstrecke von Wassen (880 m) bis Amsteg (530 m) das Gefäll der um die Wassermenge von Schächen- und Kärstelenbach etc. verminderten Reuss auf nicht mehr als 35 ‰. Mit der Flachheit des Urnerseegrundes und mit der Annahme, dass die Erosion hier seit der zweiten Interglazialzeit stillestehe, scheint mir die Steilheit der Ufergehänge in einem auffallenden Gegensatze zu stehen. Warum hat die nachbrechende Verwitterung diese vielfach senkrechten Felswände noch nicht abgeschrägt? Brückner[1]) erblickt gerade in den Stufenmündungen des Isentales und des Riemenstaldentales einen Beweis für die glaziale Übertiefung des Haupttales.

In der Richtung der Hauptrinne Flüelen-Luzern des Vierwaldstättersees erkennen wir den durchgehenden alten Talzug der Reuss. Alpnachersee und Sarnersee liegen im Tal der Sarneraa, welches im Kreuztrichter in das Haupttal der Reuss ausgeht. Der Engelbergeraa schreibe ich die erste Anlage des breiten und allem Anscheine nach tief unter den Seespiegel reichenden Tales zwischen Stans und Buochs zu. Der Querdurchbruch gegen Stansstad mag dagegen einer Ablenkung entsprechen. Auf welche Art solche Durchbrüche zu stande kommen können, zeigt sehr deutlich ein Beispiel in unmittelbarer Nähe: Eine Wallmoräne hat den alten Ausgang der Talung von Ennetmoos-Drachenried zwischen dem Abhang des Stanserhorns und dem Rotzberg westlich Stans [T. A. Bl. 377] gänzlich verbarrikadiert. Die Gewässer des abgedämmten Gebietes, stark vermehrt durch Gletscherwasser, fanden einen neuen Ausweg über eine Lücke des Bergrückens, der das Drachenried vom Alpnachersee scheidet; sie haben sich die Schlucht von Rotzloch eingeschnitten, die in ihrer Anlage viel Ähnlichkeit mit dem Renggloch westlich von Luzern aufweist und sichtlich durch grössere Wassermassen erzeugt worden ist. So dürfte in einer frühern Epoche das Quertal Stans-Stansstad durch die Engelbergeraa angelegt worden sein, welcher durch den vorrückenden Reussgletscher ihr alter Weg gegen Buochs versperrt wurde. Die Depression in der Molasse zwischen Horw und Luzern ist durch den Schutt des Krienbaches und einiger kleiner Bäche vom östlichen Abhang des Pilatus gänzlich aufgefüllt, vermutlich weil dieses ehemalige Seestück sehr seicht war. Seine Anlage mag ein Werk des Krienbaches, oder der durch einen alten Reussgletscher zur Seite gedrängten Unterwaldnerflüsse sein, an der weitern Ausbildung aber hat jedenfalls Glazialerosion erheblichen Anteil genommen[2]).

Der bis 2 km breite Küssnacherarm des Vierwaldstättersees weist mit seiner Spitze gegen die tiefste Stelle des Zugersees (219 m) hin. Gehörte diese dem gleichen Talzuge an, so muss dessen Boden im Küssnachersee und im Kreuztrichter annähernd gleiches Niveau besessen haben, während heute die tiefste Stelle des Seegrundes im

[1]) l. c. p. 534.

[2]) Vergl. Brückner l. c. p. 536 ff.

Kreuztrichter 361 m über Meer liegt. Trägt der Küssnachersee den Charakter eines Längstales, so präsentiert sich der im Mittel kaum 1,2 km breite Luzernersee als geologisches Quertal. Die Reuss verlässt bei Luzern den See durch einen Einschnitt quer durch die erste Molasseantiklinale hindurch. Trotzdem dieser Durchbruch sehr eng ist (150—300 m im Niveau des Vierwaldstätterseespiegels gemessen), und durchaus jugendliches Gepräge trägt, besteht die Sohle des Flussbettes nirgends aus anstehendem Fels, sondern überall aus erratischem Geschiebe. Kaufmann[1]) gibt an, dass die Brückenpfeiler der Luzern-Zürichbahn, welche 40 Fuss (12 m) unter die Fahrbahn (438 m) gehen, auf Grien ruhen. Er erwähnt ferner, dass beim Bau der Luzerner Quaibrücke noch 34 Fuss (10,2 m) tief unter dem Wasserspiegel (437 m) Glazialschutt mit Gneissblöcken und 57 Fuss (17,1 m) tief beim Bahnhof noch keine Molasse zu finden war. Es sei ferner nochmals darauf hingewiesen, dass der Grund des nahen Rotsees mit 407 m Meerhöhe 30 m unter dem Spiegel des Vierwaldstättersees liegt, woraus gefolgert werden kann, dass das Quertal der Reuss von Luzern nach Emmenbrücke mindestens ebenso tief in die Molasse eingeschnitten ist. Die Geschiebe, welche den Felsboden des Quertals bedecken, sind meist glazialen Ursprungs[2]), d. h. zu einer Zeit abgelagert worden, als der Reussgletscher noch den ganzen Vierwaldstättersee überbrückte. Der Felseinschnitt muss also vor dem Ende der letzten Eiszeit fertig gewesen sein.

Deltabildung von Küssnach [T. A. Bl. 206]. Am NW-Fusse der Rigi liegt zwischen Küssnach und Greppen ein eigentümliches Gehügel aus Moränenschutt, von Bachtobeln vielfach zerschnitten. Im ganzen senken sich die Moränenzüge in nordöstlicher Richtung gegen den Zugersee hin, was auf eine in diesem Sinne vom Kreuztrichter des Vierwaldstättersees vorrückenden Gletscherzunge hindeutet. Ausser den Moränen tritt aber auch geschichteter Kies auf. Im S des Dorfes Küssnach, an der Strasse nach Greppen, ist in der Gabelegg ein plateauartiger Hügelvorsprung durch eine mächtige Grube angeschnitten. Das entblösste Profil ist ungefähr 25 m hoch (450—475 m) und zeigt von unten bis oben schief gegen den Berg fallende Kiesschichten, oben von einer 30—40 cm dicken Lage von Ackererde bedeckt. Schichten gröberen und feineren Gerölles wechseln mit einander ab, Schmitzen reinen Sandes sind selten. Die Gerölle sind ohne Ausnahme gut gerundet, auf der Oberfläche gekörnelt, und besitzen durchschnittlich 4, im Maximum 15 cm Durchmesser. Polierte oder gekritzte Geschiebe waren nicht zu finden. Mitten zwischen frischen Kieslagen fallen unregelmässig umgrenzte Nester und Bänder eigentümlich gebräunten und kohlig geschwärzten Gerölles auf; die Grenze geht oft mitten durch die Geschiebe hindurch, sodass die eine Hälfte eines solchen oberflächlich verfärbt, die andere unverändert erscheint. Der nämlichen Erscheinung begegneten wir im Hochterrassenschotter einiger Lokalitäten (vergl. p. 46 u. 49). Stellenweise hat sich Verkittung zu typisch lückenhafter

[1]) Beitr. L. XI. p. 461.

[2]) Kaufmann (Beitr. L. XI. p. 461) sagt zwar geradezu, die Reuss sei durch die Geschiebe des Krienbaches an die rechte Seite des Quertales gedrückt.

diluvialer Nagelfluh geltend gemacht. Dem Bestande nach treten Kalksteine der Alpen in den Vordergrund, daneben aber auch viel Protogin und Gerölle aus der Riginagelfluh, nicht selten aber solche von kompaktem Konglomerat mit ausgelaugten Geröllen; einzelne Stücke aus Taviglianazsandstein, dagegen kein Windgellenporphyr. Im Niveau der Strasse soll sich unter dem Boden der Grube in bedeutender Ausdehnung und Mächtigkeit „Schleimsand" gefunden haben; an andern Orten aber soll der Kies tief hinab sich fortsetzen. Was indes an dieser Bildung am meisten frappiert, ist die Deltastruktur; ausserordentlich regelmässig fallen die Kiesschichten unter einem Winkel von 30—35° gegen E bis ESE.

Aus der Lagerungsweise folgt, dass die Kiesschichten in stehendem Wasser abgesetzt wurden. Die gute Rundung und geringe Grösse der Gerölle deutet auf langen Flusstransport hin. Das gänzliche Fehlen gekritzter und scharfkantiger Stücke, sowie grosser Blöcke ist mit der Nähe des diluvialen Gletschers unvereinbar. Die Ablagerung muss in einem See erfolgt sein, dessen Spiegel mindestens bis 475 m reichte; da horizontale Übergusschichten nicht zu beobachten waren, kann indes das Wasser auch höher gestanden haben. Bei der gegenwärtigen Bodengestaltung ist ein solcher See nicht denkbar; denn gegen N in der Richtung von Meierskappel würde er schon in 461 m durch eine von der Landstrasse benützte Schmelzwasserrinne aus der Eiszeit seinen Abfluss finden und auch die aus Glazialschutt aufgebaute Wasserscheide gegen Immensee besitzt eine Einsattelung von nur 470 m Meerhöhe. Nun ist zwar in der Grube von Küssnach selbst Moräne nirgends angeschnitten; aber die Konfiguration der Terrainoberfläche weist darauf hin, dass Wallmoräne dem Deltaschotter auflagert, dieser somit älter ist. Die Moränen von Küssnach gehören einem Rückzugsstadium der letzten Vergletscherung („Bühlstadium" nach Penck und Brückner) an. Das Delta könnte bei einem niedrigen Eisstande („interstadial") innerhalb der letzten Eiszeit entstanden sein in einem toten Winkel zwischen dem den Zugersee erfüllenden Ostarm des Reussgletschers und dem durch den Kreuztrichter gegen Luzern vorstossenden Westarm. Als aber der durch die Nagelfluhrippen von Arth-Goldau in seinem Vorrücken gehemmte Ostarm den Zugersee noch so hoch erfüllte, dass sein Eisrücken die stauende Barrière für den Küssnachersee hätte bilden können, war dieser selbst vom Kreuztrichter her von einer Gletscherzunge vollständig erfüllt. In einem glazialen Staubecken lokalen Charakters kann das Delta von Küssnach auch darum nicht deponiert worden sein, weil in seiner Zusammensetzung die Spuren der Gletschernähe gänzlich fehlen. Demnach dürfte die Ablagerung vor der letzten Eiszeit, also wahrscheinlich am Schluss der vorangehenden Interglazialzeit zur Ausbildung gelangt sein und zwar durch einen Fluss, der aus SSW oder W kommend sein Delta immer weiter nach ENE vorschob. Das würde nicht nur die Existenz eines interglazialen Vierwaldstättersees, sondern auch angesichts eines Oberflächenniveaus von mindestens 475 m entweder eine beträchtlich höhere Umwallung des Beckens bei Luzern, Küssnach und Goldau oder aber eine grössere Ausdehnung desselben in Verbindung mit dem Zugersee mit unbekanntem Nordufer. Ferner müsste

dieser See von den Alpen her, sei es mit oder ohne Vermittlung der wieder anwachsenden Gletscher mit Geschiebe aufgefüllt und wieder ausgeschürft worden sein. Da die Existenz grosser interglazialer Seen im alpinen Gletschergebiet, gerade auf Grund der Reste ihrer Schotterauffüllung vielfach erwiesen ist, so hat eine solche Annahme für den Vierwaldstättersee nichts Befremdendes an sich. Du Pasquier[1]) ist geneigt, in den Schottern von Littau mit Rücksicht auf andere gleich hoch gelegene Deltabildungen im Bereiche des Vierwaldstättersees (Ibach bei Schwyz, Stans-Buochs) den Beweis für einen allgemeinen ehemaligen höheren Seestand zu erblicken, während er die Kieslager von Kriens und Küssnach Gletscherstauseen zuschreibt. Meines Erachtens kann dies gerade beim Delta von Küssnach nicht der Fall sein, während alle andern deutlich die Ablagerung in unmittelbarer Gletschernähe verraten. Die Erhaltung eines alten Deltarestes bei Küssnach dürfte in Anbetracht der Lage unschwer zu verstehen sein.

Der Zugersee [Profile 11 a–c, Tafel III].

Er liegt fast ganz in einer im nördlichen Teil etwas schrägen Quertalung der subalpinen Molasse; nur sein äusserstes Nordende reicht in die horizontale Molasse hinaus. Bei der Halbinsel Kiemen nur 800 m breit, erweitert er sich gegen S auf 3,5 km und nordwärts auf über 4 km. Das rechte östliche Ufer wird durch den steilen, wenig gegliederten Abhang des Rossberges und seiner nördlichen Vorstufe des Zugerberges gebildet. Dem Abhang des Rossberges entspricht am Westufer die steile NE-Flanke der Rigi, die aber nordwärts unvermittelt durch die tiefe und weite Einsattelung von Immensee-Küssnach abgelöst wird. In der Halbinsel Kiemen springen die an Nagelfluh reichen, in der Landzunge von Buonas die festen marinen Molasseschichten in der allgemeinen Streichrichtung in den See vor. Beide tragen den Charakter mehr oder weniger isolierter länglicher Rücken; denn sie sind auffallenderweise von dem weiter südwestlich liegenden Hügelgebiet der subalpinen Molasse durch tiefe Einschnitte getrennt. Zwischen beiden liegt die Bucht von Böschenrot, an die sich eine nur wenig über den Seespiegel erhabene Sumpfniederung anschliesst. Von Buonas bis Cham wird das Seeufer durch die sanfte Abdachung des niedrigen Molasseplateaus von Rotkreuz-Hünenberg gebildet.

Nach Tiefe und Beschaffenheit des Grundes zerfällt der Zugersee in zwei auch oberflächlich durch die Landzunge von Kiemen von einander deutlich geschiedene Becken. Das tiefe südliche besitzt einen etwa 3,25 km langen und bis 1,5 km breiten, flachen Boden innerhalb der Isohypse von 230 m. Die tiefste Stelle — 219 m über Meer, ungefähr in der Mitte zwischen Immensee und Walchwil — liegt 198 m unter dem Seespiegel (417 m) und nur 11 m unter jenem Randniveau von 230 m. Zu dieser auffallend ebenen Sohle fallen die Seehalden von allen Seiten mit sehr

[1]) Beitr. L. XXXI, p. 112.

steilen Böschungen ab, die sich nur in ihrem untersten Teil ein wenig mildern und im ganzen auf den beiden Längsufern ungefähr die Neigung der Bergabhänge besitzen. Der flache Seeboden zwischen den sehr abschüssigen Halden setzt sich durch die Enge von Kiemen fort und hebt sich dann rasch um etwa 50 m zum Grunde des nördlichen Beckens, der östlich Buonas mit einer zweiten Stufe von etwa 40 m nochmals ansteigt zum muldenartig-welligen Boden des untersten, breitesten Seeteiles.

Im N der Halbinsel Kiemen weist die Seehalde einige Unebenheiten, flache Rücken und Furchen auf, die sich gegen die Tiefe hin verlieren. Im südlichen Becken treffen wir nördlich von Arth und östlich von Immensee einzelne wenig deutliche Vorsprünge. Nirgends indes im Bereiche des ganzen Seegrundes zeigt die Karte Bildungen an, welche wie einzelne Bodenformen des Vierwaldstätterseegrundes auf den ersten Blick als Stirnmoränenwälle zu erkennen wären. Das mag zum Teil daher rühren, dass der Zugersee schon eisfrei war zu der Zeit, als dort die wohl ausgeprägten Quermoränen von Kindlismord und nördlich von den beiden Nasen zur Ablagerung kamen.

Beziehungen zum Vierwaldstättersee.

Das Tal von Brunnen-Lowerz-Arth. Die frappanteste Eigentümlichkeit des Zugersees besteht darin, dass sein einziger bedeutender Zufluss, die Lorze, ihn an seinem alpenfernen Nordende in nächster Nähe des Ausflusses erreicht. Da das Seebecken seiner Richtung nach die gerade nördliche Fortsetzung des Taleinschnittes zwischen Rigi und Rossberg vorstellt, der bei Brunnen mit dem Reusstalzuge kommuniziert, so lag es nahe, in ihm und dem Zugersee einen alten Talweg der Reuss zu erblicken.

Nun wurde aber schon darauf hingewiesen (p. 60/61), dass bei Ober-Arth Nagelfluhrippen den Taleinschnitt in seiner ganzen Breite von der Rigi bis zum Rossberg durchsetzen. Wahrscheinlich ragen die mit Bergsturztrümmern überschütteten südlichen Rippen noch etwas höher auf, sodass man den tiefsten Passpunkt im anstehenden Gestein zwischen den Seen von Lowerz und Zug mit 500 m nicht zu hoch anschlägt [T. A. Bl. 209].

Werden auch nur 463 m angenommen, so erscheint diese tiefste Stelle des Felseinschnittes immer noch 244 m hoch über dem tiefsten Punkte des Zugersees (219 m) und 231 m über dem Grund des Urnersees (232 m) gelegen. Für die in gerader Linie 6 km messende Strecke von Ober-Arth bis zur tiefsten Stelle des Zugersees resultiert ein Gefälle von 40,67 ‰ und für das obere 4 km lange Stück (Punkt 463 bis Seeboden 230 m) sogar eine Neigung von 58,25 ‰, wobei von der sehr ansehnlichen Erhöhung des Seegrundes durch Ablagerungen abgesehen wird. Die Felssohle des Sees kann demnach unmöglich der Erosionstalboden eines grösseren Flusses sein. Man hat es hier mit einem Gefälle zu tun, wie es etwa den Erosionsschluchten des Napfgebietes in ihrem obersten Teile zukommt. Es hat den Anschein, als ob nach Ausräumung der Alluvionen, die das Südende zwischen Arth und Ober-Arth ausgefüllt haben, das Becken des Zugersees mit einer zirkusartigen Nische an den Felswänden von Ober-

Arth beginnen würde. Auf keinen Fall aber lässt sich diese oberste Partie des Sees durch die Hypothese von einem alten Reusslauf zwischen Rigi und Rossberg erklären. Wenn ein solcher — oder noch eher ein alter Muotalauf — überhaupt jemals bestanden hat, so darf doch die Ausbildung der Hohlform des obern Beckens ihm nicht zugeschrieben werden. Man könnte einwenden, die Nagelfluhriffe von Ober-Arth möchten erst nach vollendeter Ausbildung des Taleinschnittes zwischen Rigi und Rossberg aufgerichtet worden sein. Eine solche Annahme steht jedoch im Widerspruch mit der allgemein konstatierten Tatsache, dass die Alpenfaltung beendigt war, bevor die Flüsse die jetzt sichtbaren Täler eingeschnitten haben (Heim). Eine solche Dislokation müsste die ganze enorme Nagelfluhmasse der Rigi-Rossbergzone, in die sich die Nagelfluhrippen von Ober-Arth als durchaus konkordante Glieder einfügen und somit auch den heutigen Talweg der Reuss, den Graben des Vierwaldstättersees, betroffen haben; dieser lässt aber weder im Becken von Vitznau-Weggis, wo er 151 m tief ist, noch an irgend einer andern Stelle eine derartige Beeinflussung erkennen. Nach Ausräumung der enormen Schuttmassen würde mithin in der Talung, die sich vom Urnersee gegen den Zugersee hin erstreckt, bei Ober-Arth ein durch Nagelfluhriffe gebildeter Felsriegel mindestens 244 m hoch über den Grund des Zuger- und 231 m über denjenigen des Urnersees emporragen. Daraus folgt aber offenbar, dass die beiden Seebecken nicht unter Wasser gesetzte Stücke des nämlichen alten Talbodens sein können; denn Spuren einer schluchtartigen Durchbrechung der Talsperre von Ober-Arth, nach Analogie der Finsteraarschlucht im Kirchet bei Meiringen fehlen gänzlich.

Nun existiert aber noch eine zweite Stelle, welche die Vermutung eines ehemaligen Zusammenhanges zwischen dem Zuger- und Vierwaldstättersee nahe legt: Der tiefe Sattel am Nordfusse der Rigi zwischen Küssnach und Immensee [T. A. Bl. 206]. Die Seen nähern sich hier in Form zweier Buchten bis auf 2,4 km und werden von einander nur durch einen kilometerbreiten und im niedrigsten Punkte (ca. 473 m) 56 m über den Spiegel des Zugersees sich erhebenden Rücken getrennt. Die wasserscheidende Höhe zeigt an der Oberfläche nur Glazialschutt und Molasse tritt auch am Abhang gegen Immensee bis zum Ufer des Zugersees nirgends zu tage. Auch beim Bau der Gotthardbahnlinie Luzern-Küssnach-Goldau wurde nach den gütigen Angaben von Herrn Gotthardbahndirektor Schrafl zwischen dem Rütlihof westlich Immensee und dem Weiler Ober-Immensee auf einer etwa 1,6 km langen Strecke nur Gletscherschutt angetroffen, die Molasse nirgends erreicht. Darnach erscheint zwar die Existenz einer während der letzten Eiszeit zugeschütteten Kommunikation zwischen den beiden Seebecken an dieser Stelle nicht ausgeschlossen. Aber die Annahme eines durchgehenden versenkten Talbodens würde bei der Höhendifferenz von 142 m zwischen der tiefsten Stelle des Küssnachersees (361 m) und dem Zugerseegrunde (219 m) eine gewaltige Moränenauffüllung dieser Talung zur Voraussetzung haben.

Dem Zugersee fehlt ein natürlicher Ausgang gegen N, wie wir ihn als Fortsetzung eines ertrunkenen Tales unbedingt erwarten müssten. Von der Kiemenenge

bis gegen Zug hin nimmt die Breite des Sees im allgemeinen fortwährend zu und beträgt schliesslich über 4,5 km, 4 km sogar noch 17 m unter der Oberfläche. Der Einschnitt dagegen, welchen sich der Seeabfluss, die Lorze, in das niedrige Molasseplateau eingeschnitten hat. das den nördlichen Seeabschnitt vom Reusstal scheidet, erreicht nirgends $^1/_2$ km Breite, ist streckenweise im Niveau von 430 m weniger als 150 m breit, und kann nicht der ursprüngliche Ausgang des Zugerseebeckens sein [T. A. Bl. 190]. Er ist vielmehr seinem ganzen Charakter gemäss eine junge Bildung, nach der Abwesenheit diluvialer Einlagerungen zu schliessen, seit dem letzten Gletscherrückzug entstanden. In nördlicher Richtung schliesst sich an den See zwischen Cham und Zug zunächst die Anschwemmungsebene des Lorzedeltas, an diese ein ausgedehntes wellig-hügeliges Diluvialgebiet an[1]). In einem Streifen, der durch die Linien Blickenstorf-Ürzlikon-Maschwanden einerseits und Letten- (westlich Steinhausen) Hatwil (südlich Maschwanden) anderseits begrenzt wird, tritt nirgends Molasse unter dem Gletscherschutt zu Tage, während sie zu beiden Seiten dieses Streifens, stellenweise in Rundhöckergestalten, die Oberfläche bildet. Falls der Zugersee einen nördlichen Talausgang überhaupt besass, so musste er in der Richtung Steinhausen-Maschwanden verlaufen. Dabei könnte seine Breite im Niveau des Zugerseespiegels allerdings kaum über 1 km betragen haben. Auch die Ausbildung von Drumlins deutet nicht gerade auf die Existenz eines tiefen Taleinschnittes an dieser Stelle hin. Wir gewinnen so den Eindruck, es repräsentiere der Zugersee eine mindestens bis zum Niveau seines Spiegels rings von anstehender Molasse umwallte Wanne.

Altes Delta von Blickenstorf-Kappel.

Nun gedenkt schon Kaufmann[2]) der eigenartigen Diluvialbildungen am Nordrande der Lorzeanschwemmungen. Aeppli[3]) bemerkt über die Vorkommnisse von Blickenstorf-Steinhausen: „An allen Orten hat man übereinstimmend die Erscheinung, dass grosse geschichtete Massen von feinstem, etwas tonigem Sande („Schliesand") mit Kiesschichten wechseln .... Dabei scheint es die Regel zu sein, dass im höheren Niveau die gröberen Geschiebe vorherrschen." Auf Grund von Lage, Niveau und übereinstimmendem Charakter schliesst er auf die Zusammengehörigkeit dieser vereinzelten Ablagerungen um das Nordende des Zugersees. Zwischen Blickenstorf und Vorder-Zimbel steigen die diluvialen Schuttlager in einem etwa 60 m hohen einheitlichen Hange unvermittelt aus der Alluvionsebene zu über 500 m (nach Brückner[4]) höher als bis 550 m) an, zu einer hügeligen und von zwei ziemlich tiefen Erosionsfurchen durchschnittenen Plateaufläche. In dem bei Blickenstorf sich öffnenden Tobel sehen wir an der Strasse nach Kappel lauter gut geschichteten Sand und Kies angeschnitten. Die Schichten fallen, wie man besonders schön in einem kurzen

[1]) Vergl. Früh. Ber. ü. d. Tätigk. d. St. Gall. Naturw. Ges. 1894/95 p. 374/76.
[2]) Beitr. L. XI. p. 412/13.
[3]) Beitr. L. XXXIV. p. 88.
[4]) l. c. p. 538.

linken Seitentobel sehen kann, überall unter Winkeln von 20—30° nach N bis NNE und NNW und sind zu einer ziemlich kompakten Nagelfluh, bezw. einem festen, der Molasse oft zum Verwechseln ähnlichen grobkörnigen diluvialen Sandstein verkittet. Die Nagelfluh besteht aus durchschnittlich eigrossen, im Maximum 30 cm Durchmesser haltenden, gut gerundeten, erratischen Geröllen, worunter selten roter Sernifit und ausgelaugte Stücke. Im tieferen Teil des Tobels, besonders an der rechten Seite aufgeschlossen, herrscht der diluviale Sandstein, in den obern Partien die Nagelfluh vor. Im Niveau von ca. 500 m, über den Aufschlüssen in dem geschichteten Material, entblösst eine Grube an der rechten Seite des Baches, kiesigen Reussgletscherschutt der letzten Eiszeit. Auch im Bachbett des oben erwähnten Seitentobels liegen vereinzelte, grössere, gerundete erratische Blöcke. Daraus folgt, dass das Delta vor der letzten Eiszeit entstanden sein muss. Die Struktur und Höhenlage der Schotter beweist, dass ihre Ablagerung in einem See vor sich ging, dessen Spiegel über 500 m über Meer reichte. Für einen solchen fehlt aber unter den gegenwärtigen Verhältnissen die stauende Schwelle; diese wurde nach Aeppli gebildet durch den nordwärts vordringenden Zugerseearm des letzten Reussgletschers. Brückner[1]) hält das Delta für interglazial, in der Meinung, dass es — vielleicht einst das ganze Gebiet des Zugersees erfüllend — durch den letzten Reussgletscher erodiert worden sei. Die Annahme seiner Entstehung in unmittelbarer Gletschernähe scheint ihm angesichts des „meist gleichförmigen, feinen Kornes" nicht wohl zulässig. Ich neige mich dieser Auffassung zu: Einmal scheint mir die Bildung in einem glazialen Stausee während der letzten Eiszeit nicht vereinbar mit dem Vorkommen von Blöcken aus verkittetem Deltakies in der hängenden Moräne. Sodann haben wir im Delta von Küssnach am Vierwaldstättersee (oben p. 162 ff) bereits ein Anzeichen einer solchen ausgedehnten interglazialen Seeaufschüttung kennen gelernt. Endlich finden sich weitere Spuren eines höheren Zugerseestandes während der letzten Interglazialzeit in Gestalt von Seekreide, die nach Aeppli[2]) östlich Baar, bedeckt von Schotter der letzten Eiszeit, und an andern Stellen im Niveau von 450—500 m vorkommt (im Schlüsseli nördlich Baar 25 m mächtig).

Andere Glazialbildungen im Norden des Zugersees.

Von Vorder-Zimbel bis westlich Steinhausen führt die Strasse über eine Reihe sanft gewölbter Schutthügel hinweg, die alle in nördlicher bis nordwestlicher Richtung gestreckt sind. Gegen die Lorze hin erheben sich noch einige andere, niedrigere diluviale Hügelchen. Im Zimbelwäldli hat ein Anriss an der nördlichen Strassenseite eine Länge von etwa 25 m und eine Höhe von 7 m. Er zeigt ein Profil von unregelmässig geschichtetem feinkörnigem Sande, der durch intensiven Druck zu einem gewissen Bildungen der obern Süsswassermolasse ähnlichen Sandstein verfestigt erscheint. Die Schichten

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter p. 538.
[2]) l. c. p. 88.

fallen im allgemeinen mit 15—25° in der Längsrichtung des Hügels (gegen N!) und erscheinen ausserdem, vielleicht nur infolge der Gestalt des Anschnittes, muldenförmig gebogen. Die oberflächliche Verwitterungsschicht misst ca. 30 cm, darunter zeigen sich einige nestartige Einlagerungen von runden und kantenbestossenen Geröllen, zumeist aus Kalkstein und miocäner Nagelfluh. In etwa 4 m Tiefe fanden sich im Sand eingebacken zwei je 20 cm grosse ganz eckige Geschiebe von Malmkalk, sowie einzelne gequetschte Kalkgerölle und eckige Protogine. In mergeligem Material lagen drei gekritzte Kalke, worunter ein Stück von 25 cm grösstem Durchmesser mit Politur und Schrammen. Daneben steckten im lockeren, steil nach N fallenden Sand länglichrunde gegen die Enden zugeschärfte Platten von festem grobkörnigem Sandstein, bis 60 cm lang und 40 cm breit bei nur 5—6 cm Dicke. Sie zeigen auf dem Querbruch eine eigentümliche Struktur und erinnern an die Knauer der Molasse. Im Sande trifft man auch einzelne rundliche Mergelbrocken und zahlreiche wellige bis ½ cm dicke Bänder von sehr dünnblättrigem Mergel, die Schichtung andeutend.

Der Hügelrücken fällt gegen S sanft zur Schwemmebene der Lorze ab, ebenso die verschiedenen übrigen Erhebungen, welche die Strasse bis Steinhausen noch überschreitet. Eine Entblössung findet sich noch in der nördlichen Verlängerung des Schlösslihügels an der Strasse Steinhausen-Knonau. Sie zeigt ungeschichtetes sogenanntes Lettgrien mit eckigen, erratischen Blöcken und runden, geschrammten Geschieben. Etwas weiter nördlich, bei Bibersee deckte eine zufällige Schürfung am Wege Grundmoräne mit vorherrschend mergelig-sandigem Material auf, wie solches der Molasse eigentümlich ist.

Form und Aufbau der Hügel des Gebietes zwischen Vorder-Zimbel und westlich Steinhausen weisen alle auf glaziale Entstehung hin. Die Zusammensetzung der Ablagerungen aus einer der Molasse durchaus ähnlichen Grundmasse, in welche geschrammte und polierte, eckige und runde Geschiebe alpinen Ursprungs nicht selten sich eingebacken finden, sowie die Druckverfestigung des Sandes spricht im Verein mit der Situation der Bildungen für die Annahme, dass wir es hier mit ausgeschürftem, unter dem Gletscher verfrachtetem und in den erwähnten Formen, vielleicht unter gelegentlicher Schmelzwassermithülfe wieder aufgeschüttetem Material zu tun haben.

Über die Entstehung des Vierwaldstätter- und Zugersees.

Der Grund des obern Zugerseebeckens kann nicht die Fortsetzung eines im Urnersee unter Wasser gesetzten Talbodens sein. Dieser findet vielmehr seine natürliche Verlängerung gegen den Alpenausgang durch das Hauptbecken des Vierwaldstättersees. Ein alter Reusslauf durch den tiefen Einschnitt zwischen Rigi und Rossberg könnte höchstens in Betracht gezogen werden für eine Periode, wo die Reuss im Urnerseetale mindestens 100 m über dem heutigen Seespiegel floss. Eine solche Annahme würde aber weder die Bildung der Talsohle des obern Zugersees, noch viel weniger die des Lowerzerseebeckens zu erklären vermögen. Auch ein alter Muotalauf könnte nur vor

der Seebildung diese Richtung verfolgt haben. Anders liesse sich die Schaffung des Talstückes Schwyz-Brunnen durch Flusserosion nicht erklären.

Sollte, was sich nicht nachweisen lässt, die erste Anlage der Durchgangstalung von Brunnen zum Zugersee auf einen alten Reuss- bezw. Muotalauf zurückzuführen sein, so ist ihre Tieferlegung und Erweiterung, ihr heutiger Charakter, anderen Faktoren zuzuschreiben. Als solche fallen in Betracht:

1. Lokale Erosionswirkung eines Flusses (Rigiaa und vielleicht Steineraa), der von Walchwil-Immensee her bei grossem Gefälle rückwärts sich einschneidend die Bresche zwischen Rigi und Rossberg vertiefte.

2. Wirkung des diluvialen Reussgletschers. Der diluviale Reussgletscher verbarrikadierte bei seinem Vorrücken und Schwinden den Ausgang des Muotatales bei Brunnen und bedingte so die Bildung eines temporären glazialen Stausees in der Nische von Schwyz. Dessen Existenz wird bewiesen durch das von Heim[1]) aufgefundene und auch von Du Pasquier[2]) erwähnte alte Delta der Muota bei Ibach, dessen Schichtung auf einen Seespiegel von 507 m Höhe über Meer hinweist. Wodurch wurde dessen Abdämmung nach NW hin gegen die heute offene Talung des Lowerzer- bezw. Zugersees hin bewirkt? Entweder war der Durchgang zwischen Schwyz und Lowerz noch nicht so tief geöffnet wie heutzutage, oder dann erhoben sich die Nagelfluhrippen von Ober-Arth-Goldau noch bis zu 507 m. Sicher fanden während gewisser Epochen der Eiszeit Muota und Steineraa samt einem starken Zuschuss glazialen Schmelzwassers ihren Abfluss gegen den Zugersee und arbeiteten dabei lebhaft an der Erniedrigung der trennenden Schranken. Analoga zu dieser indirekten Wirkung der Gletscher treffen wir vielerorts im Molasseland; so z. B. in unmittelbarer Nähe im Gebiet der Steineraa. Bei höherem Gletscherstande wurde diese gestaut und fand durch Gletscherwasser vergrössert einen Ausweg erst von Sattel über die Nagelfluhrippen gegen den Ägerisee, später gegen Rotenturm. Der Ursprung beider Talwasserscheiden hängt mit dieser Gletscherstauung zusammen.

Dem vorbereitenden Einfluss des Gletschers durch Veränderung der Abflussverhältnisse folgte beim Vorrücken die direkte Einwirkung auf den Untergrund, die erweiternde und vertiefende Glazialerosion. Der Reussgletscher stiess von Brunnen aus über Schwyz-Lowerz-Goldau-Arth eine an Mächtigkeit bis über 600 m wachsende Gletscherzunge gegen den Zugersee vor. Jenseits der Wasserscheide von Goldau-Ober-Arth steigerte das grosse Gefälle die Gletschererosion in ähnlicher Weise, wie sich bei der Bildung der Moränenseen des horizontalen Molasselandes feststellen liess. Dem Einwande, es sei die durchschnittlich grössere Gesteinsfestigkeit im Bereiche des obern Zuger- und Vierwaldstätterseebeckens der Eiswirkung nicht günstig gewesen, ist entgegenzuhalten, das die gesamte Gletschermasse hier ihre Energie auf zwei Hauptfurchen konzentrierte, die überdies während eines sehr viel längeren Zeitraumes vereist waren.

---

[1]) Beitr. L. XXV.

[2]) Beitr. L. XXXI. p. 107/108.

Des weitern fallen bei der Beurteilung der Erosionen sowohl der Flüsse als auch der Gletscher folgende Umstände in Betracht.

Bei Brunnen mündet die Quertalung des Urnersees in die Flyschzone, welche zwischen den viel resistenteren Kreideketten der „Drusbergdecke" und der „frontalen Gliederkette" der Rigihochfluh ostwärts gegen Schwyz und westwärts gegen Buochs-Stans-Kerns-Sarnersee zieht. Diese Flyschzone, in die auch das Quertal der Engelbergeraa ausgeht, wies der Flusserosion einen Weg und begünstigte die Glazialerosion durch die geringe Gesteinsfestigkeit.

Die von Arnold Heim erkannte Zerreissung der frontalen Gliederkette bei Stansstad und zwischen den beiden Nasen und ihr Untertauchen unter den Flysch bei Seewen bereitete die Querdurchbrüche nach der äussern Flyschzone vor, in welcher der Lowerzersee liegt und welche von Vitznau nach Hergiswil dem Bürgenstock entlang streicht.

Einer Zone weicher, nagelfluharmer unterer Süsswassermolasse ist der Küssnacher Seearm und das breite und tiefe südliche Becken des Zugersees grösstenteils eingebettet, im weitern Verlaufe auch die Wanne des Ägerisees.

Der breiteste Teil des nördlichen Zugersees mit der anschliessenden Ebene von Baar ist aus derselben weichen obern Süsswassermolasse erodiert, deren glaziale Ausschürfung wir in den Tälern des horizontalen Molasselandes festgestellt haben.

Neben diesen der Erosion im allgemeinen förderlichen tektonischen und petrographischen Bedingungen begegnen wir nun aber in der Umgebung der Seen auch Reliefformen, die für das vom Reussgletscher überflutete alpine Vorland charakteristisch sind. Da sich dort ein ursächlicher Zusammenhang erkennen liess, müssen die gleichen Züge auch in der Oberflächengestaltung des Randseengebietes mit der Vergletscherung in Beziehung gebracht werden. Die Wirkung des Gletschers war eine doppelte: er wirkte indirekt durch Veränderung der Abflussverhältnisse, vor allem aber direkt durch Erosion.

Durchgangstalungen bedingen die vielfachen offenen Kommunikationen, sowie die Inselberge, die für das Seengebiet so überaus typisch sind. Beide, Furchen und Berge, finden sich in den verschiedensten Dimensionen und Formen. Da es teils wegen der Schuttüberführung des Felsgrundes, teils wegen der stellenweise intensiven Abnützung desselben durch den Gletscher schwer hält, den Verlauf der Flüsse vor der letzten Eiszeit festzustellen, so kann im speziellen Falle Zweifel darüber bestehen, welches die primäre Flusstalrinne und welches die sekundär durch glaziale Abtragung einer Wasserscheide oder Vertiefung eines Torso entstandene Durchgangsfurche sei. (Muota: Schwyz-Brunnen oder Schwyz-Zugersee? Engelbergeraa: Stans-Buochs oder Stans-Stansstad? Melchaa: Kerns-Stans oder Sarnen-Alpnach? Unterwaldner Flüsse: Stansstad-Horw-Luzern oder Stansstad-Kreuztrichter? Reuss: Kreuztrichter-Luzern oder Kreuztrichter-Küssnach-Zugersee?) Man wird im allgemeinen geneigt sein, die heute tiefere Furche als die primäre anzusehen. Allein Festigkeit und Lagerungsweise der Gesteine und andere Faktoren können die Intensität der Gletscherwirkung zu gunsten des sekundären

Einschnittes verschoben haben. Unter den isolierten Bergen ragt die Rigi etwa 600 m über die Reussgletscheroberfläche zur Zeit des maximalen Eisstandes und mehr als 1300 m über die den Fuss bildenden Tal- und Seeflächen empor. Das Anfangsstadium eines ähnlichen Umtalungsprozesses sehen wir am Rossberg mit dem ihm nach N vorgelagerten Zugerberg. Die Wildspitze, der Rossberggipfel (1583 m), erhebt sich um ungefähr 800 m über die höchste Stelle der ihn rings umschliessenden Talungen, die Talwasserscheide von Sattel.

Eine allseitig von Wasser umgebene eigentliche Berginsel war unmittelbar nach dem Gletscherrückzug der Bürgenstock 1132 m. Das Quertal Stans-Stansstad trennt die südliche Kette des Bürgenstockes, den Bürgenberg, von ihrer südwestlichen Fortsetzung dem Muetterschwanderberg (862 m), der sich zwischen dem Längstal der Aa und des Alpnachersees einerseits und einem dazu parallelen Torso Kerns-Stans erhebt [T. A. Bl. 377 u. 379]. Diese Talfurche, in der das Drachenried liegt, wurde westlich Stans beim Gletscherrückzug durch eine mächtige Moräne des Engelbergergletschers verbaut, darauf durch Gletscherwasser die Rotzlochschlucht erodiert und der Rotzberg isoliert. Später erfuhr die Talsohle zwischen Kerns und dem Drachenried eine starke Erhöhung durch Bergsturzschutt und einen riesigen Schuttkegel.

Stark zerschnitten erscheint die subalpine Molassezone zwischen Pilatus und Zugerberg. Die Hügellandschaft, die im Rooterberg (843 m) kulminiert, ist rings herum von Talfurchen umschlossen: Luzernersee-Reusstal-Lorzeeinschnitt-Zugersee-Küssnachersee; die höchste Stelle dieses Talzuges erreicht nur 461 m, d. h. 24 m über Vierwaldstättersee-Niveau. Glaziale Abflussrinnen und Gletscherfurchen durchkreuzen sie in grosser Zahl und haben in ihrem Umfang mehrere sekundäre Inselhügel abgegliedert; so die Halbinsel Kiemen (605 m), den Kirchberg bei Risch (534 m) und das Plateau von Hünenberg (493 m), am Zugersee, den Hundsrücken (ca. 510 m) zwischen dem Rotseetal und der Reuss u. a. [vergl. t. A. Bl. 190, 192, 203, 205, 206].

Eine eigentliche Insel war zeitweise das in der Birchegg 602 m hohe Gebiet südlich von Luzern umrahmt vom Vierwaldstättersee und der Alluvionsebene Horw-Luzern [Bl. 205].

Durch Gletschereinfluss wurde auch, wie oben (p. 106/107) dargetan, der Sonnenberg durch die Rengglochschlucht von seiner westlichen Fortsetzung getrennt [Bl. 204].

Das Phänomen der Durchgangstalungen und Inselberge ist nicht nur für das Gebiet des Vierwaldstättersees, sondern auch für die andern Randseen der Schweiz charakteristisch, fehlt aber dem nicht vergletscherten Alpenrande. Hienge es mit einer allgemeinen Einsenkung des Alpenkörpers ursächlich zusammen, so müsste es eine über die ganze Versenkungszone verbreitete Erscheinung sein.

Die Seitenflanken der diluvialen Eisstromtäler zeigen in ihren tiefern Partien eine auffallend geringe Gliederung durch Bacherosion. So haben sich die zahlreichen Bäche, die an den steilen Abhängen von Rigi, Rossberg und Zugerberg gegen die Talung von Lowerz-Zug hinunterfliessen, so wenig eingeschnitten, dass ihre

Rinnen den geradlinigen Verlauf der Horizontalkurven im Kartenbild kaum erheblich stören. Erst in der Höhe begegnen wir einzelnen Talfurchen und Nischen von vorgeschrittener Ausbildung: So fliesst die Rigiaa als Sagenbach [T. A. Bl. 208] durch das einem Napftal ähnliche, tiefe, stark gegliederte Tal von Rigi-Klösterli bis Mattli (760 m) westlich von Goldau. Hier bricht das Tal plötzlich ab und in die Schichtfläche eines nach SE fallenden Nagelfluhbandes seicht eingeschnitten erreicht der Bach den Talgrund [Bl. 209]. Rickenbach und Ghürschbach kommen aus zwei tiefen Talnischen am N-Abhang des Rigikulm [Bl. 206] und münden durch ganz wenig erodierte junge Tobel südlich von Ober-Immensee. Das untere Tobel des bei St. Adrian gleichfalls in den Zugersee ausgehenden Rufibaches [Bl. 207] ist seit der letzten Eiszeit entstanden; das weichere Gestein hat seine Erosion gefördert. Sehr schön ausgeprägt sehen wir die Erscheinung am NW-Abhang der Rigi [Bl. 206, 208], wo über den obersten Randmoränen der letzten Eiszeit mehrere alte flachkonkave Erosionsnischen, unter denselben lauter junge Schluchten sich finden, welche die gleichförmige schiefe Ebene des Abhanges nicht unterbrechen. Vergleichen wir das Relief der Talung zwischen Rigi und Rossberg mit dem eines grösseren Tales im Nagelfluhbezirke des Napf, so fällt uns ein frappanter Gegensatz auf. Hier ein weites und tiefes Haupttal mit kaum gegliederten Flanken, dort eine enge Hauptfurche, in die zahlreiche Seitentälchen gleichsohlig einmünden, sodass die Talflanken nur durch die stehengebliebenen kulissenähnlichen Rücken gebildet werden. Dagegen ist uns dieselbe Erscheinung aus den glazialen Stromtälern des Vorlandes bekannt. Der Gletscher hat die Rücken, welche die Seitentäler trennten, zurückgeschliffen, und so die Gliederung der Seitengehänge verwischt, das Haupttal erweitert und vertieft. Nur an den über der Gletscheroberfläche gelegenen und den unmittelbar darunter folgenden weniger lang vergletscherten Abhängen finden wir präglaziale Formen ganz oder teilweise erhalten. Die Erosionsschluchten der untern Gehängepartien sind seit der letzten Eiszeit entstanden. Dass das Fehlen wohl entwickelter Seitentalnischen nicht etwa mit Natur und Lagerung des Gesteins zusammenhängt, erkennen wir nicht nur im Nagelfluhgebiet des Napf, sondern im Rigigebirge selbst, wo das Tal von Rigiklösterli, und am Nordabhang des Rossberges, wo das reichverzweigte Hürital, beide ausserhalb des direkten Reussgletscherbereiches ganz die charakteristische Gestaltung eines „Napftales" bewahrt haben.

Der diluviale Gletscher hat aber nicht nur durch Wassererosion erzeugte Reliefformen zerstört, er hat der Vierwaldstätterseelandschaft vielerorts ein neues Gepräge aufgedrückt.

Durch Gletschererosion geschaffene Oberflächenformen treffen wir vor allem in der Region der subalpinen Molasse. In dem schon oben erwähnten Hügelland, das durch Luzerner- und Küssnacherarm des Vierwaldstättersees, Zugersee, Lorze und Reuss von seiner Umgebung isoliert ist, zieht sich dem Küssnachersee entlang eine durchschnittlich 2 km breite Zone untermiocäner Molasse, von zahlreichen Nagelfluhlagern durchsetzt, vom Luzernersee bis in die Halbinsel Kiemen [Bl. 205, 206, 192]. Die Bodenoberfläche steigt, unregelmässig terrassiert, vom Ufer des Küssnachersees allmählich gegen NW an

und zeigt ein auffallend unruhiges Relief. Hunderte von Hügelchen, in der Streichrichtung (NE) gestreckt, werden von teilweise versumpften kleinen Talmulden und Wannen getrennt und von mehreren schärfer ausgeprägten Quertalungen — glazialen Schmelzwasserläufen — durchzogen. Deren tiefste (461 m über Meer) durchfurchen den Grund der ungefähr 150 m tiefen und sehr weiten, flachen Einsattelung, nördlich Küssnach, die den Kiemengrat von seiner südwestlichen Fortsetzung trennt. Nach N schliesst sich an die von einigen Rundhöckern durchsetzte Einsattelung die Sumpfniederung der Heumatt (434 m) an, welche zwischen den Landzungen von Kiemen und Buonas 1,5 km breit gegen den Zugersee ausgeht. Die Hügelzone ist arm an diluvialen Ablagerungen; fast überall tritt in Entblössungen anstehendes Gestein zu tage. Nirgends begegnen wir Erhebungen von mehr als 650 m, während dieselben Molasseschichten östlich vom Zuger- und westlich vom Luzernersee zu beiden Seiten des breiten Reussgletschertores unvermittelt zu über 1000 m ansteigen. Die Ursache dieses auffälligen Höhenunterschiedes besteht in der wiederholten Wirkung des Gletschers, der dieses Gelände nordwestlich vom Küssnachersee bis 400 m hoch bedeckte und im Mittel um mindestens 100 m abtrug. Das heutige Relief ist in allen Teilen diluvialen Ursprungs, in der letzten Eiszeit entstanden. Die bedeutendsten Erosionsfurchen sind durch Schmelzwasser beim Gletscherrückzug erzeugt worden, daher jetzt in Stagnation begriffen. Ältere Täler fehlen, sie wurden durch Gletschererosion zerstört. Die im Vergleich mit entsprechenden Erscheinungen im horizontalen Molasseland überaus höckerigen Geländeformen haben ihre lokale Bildungsursache in der durch die Schiefstellung der Schichten bedingten in wagrechter Richtung mannigfach wechselnden Gesteinsbeschaffenheit. Der Streichrichtung folgte durch die Küssnacherseefurche die Eisbewegung zu Zeiten höheren Gletscherstandes; denn das westliche Tor bei Luzern war seichter und viel enger als das östliche durch den Zugersee. So ergab sich im Kreuztrichter, gegen den die grössten Eismassen andrängten, eine starke Bewegungskomponente in nordöstlicher Richtung, wie das Gefäll der Moränen am NW-Abhang der Rigi und die Lage der Moränen von Immensee beweist. Im NE von Küssnach wurde diese Strömung durch den Ostarm des Reussgletschers nach N abgelenkt, wobei sie die oben erwähnte Einsattelung sowie die anschliessende Wanne zwischen Kiemen und Buonas, ursprünglich eine westliche Bucht des Zugersees, ausschürfte. Dem Relief der Halbinsel Kiemen fehlen die dem Streichen folgenden Längshügelchen fast ganz; das Eis des Ostarmes überflutete dieselbe in der Fallrichtung der Schichten; diesem Umstande, sowie der Lage im „toten Winkel" zweier Eisströme möchte ich die Erhaltung des Kiemengrates zuschreiben.

Die zweite mittlere Zone der Hügellandschaft, aus roter und fester mariner Molasse bestehend, zieht von Luzern gegen die Landzunge von Buonas. Sie weist nur in der Nachbarschaft der beiden Haupteispforten, bei Luzern und am Zugersee die Spuren stärkerer Abnutzung auf; im übrigen war sie infolge ihrer grösseren Erhebung, 843 m, dem direkten Abtrag durch den Gletscher nur zur Zeit des maximalen Standes

ausgesetzt. Glazialer Einfluss zeigt sich hier namentlich in der Existenz mehrerer durch Schmelzwasser erzeugter Durchgangstalungen.

Deutlich erkennbar sind die glazialen Reliefformen dagegen wieder in der äussersten Grenzzone gegen die horizontal liegende Molasse, im Bereiche des Rotseetälchens einerseits und zwischen dem nördlichen Zugersee und der Reuss anderseits. Das Isoklinaltal des Rotsees [vergl. p. 157/158, Tafel II. Pr 6 und t. A. Bl. 203] mit seinen von Nagelfluhrippen durchzogenen Schichten der obern Süsswassermolasse und den steiler aufgerichteten Bänken aus fester Meeresmolasse weist zahlreiche langgestreckte Rundhöcker auf; zudem deuten die Stufenmündungen der von rechts (SE) kommenden Seitenbäche sowie die schwache Gliederung dieser Talflanke auf Gletschererosion hin. Das niedrige Plateau von Hünenberg (nördlich Rotkreuz, Bl. 190, 192) besteht aus grösstenteils horizontal liegender Molasse; Grundmoräne dürfte nur als undurchlässige Unterlage der meisten Torfmoore vorkommen. Vom flachen Grunde des Zugersees und einer zwischen Buonas und Rotkreuz nur 20 m über dessen Spiegel sich erhebenden sumpfigen Niederung steigt die Bodenoberfläche gegen NNW langsam an, um gegen die Reuss relativ steil abzufallen. Sie trägt zahlreiche sanft gewölbte Hügelrücken und Buckel, die übereinstimmend in nordwestlicher Richtung gestreckt sind. (Knodenwald 493 m, östlich Hünenberg, Donnerwäldli ca. 455 m, Hügel zwischen Cham und Lindencham u. a.) Denselben morphologischen Typus zeigt ein rechts von der Lorze liegender Zug von Molasserundlingen, der mit dem Kapellhügel von St. Andreas am Seeufer bei Cham beginnt und bei Frauental an der Reuss endet. Zwischen den Bodenwellen liegen moorerfüllte Wannen und Mulden, deren grösste sich im N von Rotkreuz ausdehnt. Das ganze Plateau stellt eine einheitliche glaziale Erosionslandschaft dar, über die der schleifende Gletscher vom Zugersee aus ansteigend in nordwestlicher Richtung hinwegging. Der Gesamtabtrag muss ein bedeutender sein; denn das präglaziale Relief erscheint zerstört und durch neue Formen ersetzt. Wenn aber der Gletscher hier trotz Gegengefälle erodiert hat, so muss das auch im benachbarten Seebecken geschehen sein.

Das isolierte Hügelgebiet südlich Luzern, zwischen dem Vierwaldstättersee und der Alluvionsebene von Horw-Luzern [Bl. 205] gelegen, steigt aus dem See zwischen Spissenegg und Kastanienbaum in zahlreichen rundhöckerartigen Oberflächenformen nach NNW allmählich gegen den Birreggwald 602 m an, der gegen Luzern bedeutend steiler zu einer Zone glazialer Rundlinge abfällt. Die Strasse von Kastanienbaum nach Horw folgt grösstenteils einer in norwestlicher Richtung das Plateau durchquerenden glazialen Erosionsmulde, in deren Mitte das kleine Torfmoor von Felmis liegt. Wenn das Gelände etwas anderen Charakter besitzt, als das im gleichen Streichen liegende Gebiet auf dem rechten Ufer des Luzernersees, so ist das auf die hier quer zur Streichrichtung gehende Gletscherbewegung zurückzuführen. Zusammenhängende diluviale Ablagerungen sind selten, Findlinge dagegen in grosser Zahl ausgestreut.

Die weit gegen den Kreuztrichter vorspringende Landzunge von Hertenstein [Bl. 208] bot mit ihren nach SE geneigten Schichtflächen der roten Molasse dem in der Fall-

richtung vorrückenden Gletscher ein sehr geeignetes Schliffeld, das ein ähnliches Relief aufweist, wie das gegenüberliegende Nordwestufer des Küssnachersees. Sehr deutlich ausgeprägt ist der Gegensatz zwischen Stosseite (Weggis) und Leeseite (Küssnacherseeufer) des Gletschers in dem ganz assymmetrischen Profil. Die Landzunge ist der stark reduzierte Westsporn des Rigigebirges.

Die Spuren glazialer Abnützung beschränken sich aber keineswegs auf die Molasseregion der Seen. Der aus Kreidekalk und Eocän aufgebaute Muetterschwanderberg [Bl. 377, 379] südlich vom Alpnachersee steigt von Kerns in nordöstlicher Richtung 7 km lang allmählich mit breitem abgeschliffenem Rücken bis zum höchsten Punkte, der Drachenfluh (862 m) an, um hier plötzlich in einem Steilabsturz abzubrechen. Gletscherwirkung tritt auch zu Tage in der Form des Flyschrückens von Egg, der dem linken Ufer des Sarnersees entlang zieht.

Der Alpnachersee weist in seiner nach NE verlängerten Hauptrichtung auf die 200—300 m tief zwischen die beiden Ketten des Bürgenstockes eingesenkte Längstal von Obbürgen [Bl. 377]. Durch eine beim Gletscherrückzug abgesetzte prächtige Stirnmoräne bei Lochmatt wurde der bereits eisfreie 2 km lange obere (nordöstliche) Teil des Tälchens verbaut und in einen See verwandelt, als dessen Rest ein Torfmoos sich findet. Aufschüttung allein vermag die regelmässige Muldenform des Tales, dessen geringes Gefäll, die mangelnde Gliederung der Gehänge nicht zu erklären. Der Gletscher hat eine Wassererosionsrinne zur Mulde ausgeschliffen. Demselben Einfluss schreibe ich die Vertiefung und Ausweitung der durch Schmelzwasser angelegten Einschnitte, die Abrundung des unter 900 m liegenden Rückens, sowie die Abflachung des Abhanges von Ennetbürgen (nördlich Buochs Bl. 380) zu. Abgerundet sind auch die Gratrücken der beiden Nasen, zumal der oberen, wo die Abnützung sich bis Oberurmi ca. 1200 m, d. h. bis zur lokalen obern Eisgrenze verfolgen lässt, während darüber der zum Vitznauerstock sich aufschwingende Grat viel schärfere Formen aufweist.

Deutliche Anzeichen glazialer Abnützung tragen die beiden Türpfeiler, zwischen denen bei Brunnen der Reussgletscher die Längstalung Buochs-Schwyz betrat, um sich nach zwei entgegengesetzten Richtungen zu teilen. Der Nordostsporn des Niederbauen [Bl. 381] ist zwischen Beroldingen, Seelisberg und Treib auf seiner ganzen Oberfläche abgeschliffen, die Gratkante gerundet und infolge ungleicher Festigkeit des Gesteins terrassiert. Die Schrattenkalkschichten des Zingelberges setzten der Abnützung viel grösseren Widerstand entgegen, als das liegende Neocom von Seelisberg-Treib, das der Eiswirkung überdies länger exponiert war. Die Spuren der Glazialerosion lassen sich in der Oberflächengestaltung des Seelisbergergewölbes dem N-Abhang des Bauenstockes entlang nach W verfolgen, besonders in der muldenförmigen Talung, die vom Seelisbergerseeli über Emmeten nach Schönegg zieht.

Die Abnützung zeigt sich auch am gegenüberliegenden Nordwestsporn des Frohnalpstockes im Gebiet von Morschach-Ingenbohl, sowohl in den Einzelheiten des Reliefs als auch namentlich im Gesamtcharakter [Bl. 399].

Die steilen Felswände, mit denen diese Eckpfeiler von Seelisberg und Morschach gegen den Urnersee abstürzen, stehen keineswegs im Widerspruch mit einer starken Abtragung durch den Gletscher, der — bei niedrigem Stande auf die enge und tiefe Hauptrinne beschränkt — nur mit seinen höheren Lagen über die Sporne abfloss.

Zusammenfassend erkennen wir in der Morphologie des Vierwaldstätter- und Zugerseegebietes zahlreiche Erscheinungen, die für das vergletscherte Molasseland charakteristisch sind und mit der diluvialen Vergletscherung in offenkundigem direktem Zusammenhang stehen:

1. Durchgangstalungen und Inselberge können zwar z. T. theoretisch auch durch vielfache Flussablenkungen — deren Ursachen wir nicht kennen — und nachheriges Einsinken des ganzen Talnetzes erklärt werden. Viel verständlicher wird ihre Existenz, wenn wir dem diluvialen Gletscher einen ähnlichen Einfluss auf ihre Entstehung einräumen, wie er ihn im Molasselande tatsächlich ausgeübt hat.

2. Die fehlende oder verwischte Gliederung der tieferen Talflanken durch Seitentäler beweist, dass die Erosion erst seit relativ kurzer Zeit am Werke ist. Wäre die Eiserosion wirklich im Vergleich mit der Flusserosion machtlos, so müssten doch die Seitentäler in ihrer Ausbildung den tiefen und breitsohligen Haupttälern entsprechen. Statt dessen besteht ein auffallender Gegensatz, der nur durch die Tätigkeit des Gletschers hervorgerufen sein kann, wodurch eine in den Interglazialzeiten entwickelte Gliederung durch Ausweitung und Vertiefung des Haupttales in den Eiszeiten wieder zerstört wurde.

3. Die Inselberge und die Talsporne zeigen, soweit sie vom Eise in bedeutender Mächtigkeit überflutet wurden, glaziale Reliefformen. Der Abtrag ist abhängig von der Gesteinsfestigkeit, von der Orientierung der Schichten in Bezug auf die Stromrichtung des Eises und von dessen Mächtigkeit. Trug aber der Gletscher die Bodenoberfläche bis zum Seespiegel ab, wie sich besonders schön am Küssnachersee, am untern Zugersee, am Rotsee, bei Weggis, Kastanienbaum etc. verfolgen lässt, so muss er auch auf den Felsgrund des eigentlichen Beckens erodierend eingewirkt haben.

Waren Gletscherzungen von relativ geringer Mächtigkeit im stande, die Täler des Molasselandes zu Seemulden von über 80 m Übertiefung (Sempachersee) und 3 km Weite auszuschleifen, so konnte ein Haupteisstrom von doppelter Mächtigkeit bei viel längerer Wirkungsdauer im selben Gestein zweifellos das seichte Becken des nördlichen Zugersees aus einer präglazialen Talfurche ausschürfen[1]), dessen Grund schon nach Form und Dimension nicht wohl als Flusstalboden angesehen werden darf. Wie dieser, so steigt auch der Boden des Luzernersees in der Stromrichtung des Eises allmählich an. Die Intensität der vertikalen Gletschererosion auf die beiden Hauptfurchen nahm hier ab, wogegen die allgemeine Oberflächenabtragung grösser wurde, weil in dieser Zone

[1]) Vielleicht steht damit die enorme Entwicklung des Diluviums, zumal der Grundmoräne in dem nach N vorgelagerten Knonaueramt, im Zusammenhang.

die bisher in 2—3 Tälern konzentrierte Eismasse sich über das ganze Molasseland auszubreiten begann. Es wurde schon oben (p. 61 u. 165 ff) dargetan, dass das südliche Becken des Zugersees (Walchwil-Immensee-Arth) seiner ganzen Natur nach kein durch Flusserosion entstandener Talboden sein kann. Es ist wesentlich das Erosionsprodukt des einheitlichen Ostarms des Gletschers, der ausserdem die seichtere Wanne des Lowerzersees auskolkte. Sie wurde schon beim Gletscherrückzug durch Moräne und Alluvionen der Muotta vom Vierwaldstättersee getrennt und ist heute nahezu aufgefüllt. Das Urnerseebecken ist das Werk des ungeteilten Reussgletschers; der Westarm schuf das Gersauerbecken und die mittlere Seekammer, der Engelbergergletscher half mit bei der Ausschürfung der Verbindungsfurchen Stans-Buochs und Stans-Stansstad-Kreuztrichter und Horw-Luzern, wobei ihm der durch Aargletschereis über den Brünig gespeiste Sarnerarm unterstützte, nachdem dieser das Becken von Sarnen-Alpnach, sowie die parallel dazu laufende Längsfurche des Drachenriedes vertieft hatte.

Einwände gegen die Gletschererosion.

Der Annahme einer so bedeutenden Erosionswirkung der diluvialen Gletscher wird häufig die Erhaltung der vom Eise überfluteten Inselberge und Bergsporne entgegengehalten. Es muss indes betont werden, dass man über deren präglaziale Höhe und Ausdehnung nicht unterrichtet ist, und darum aus der blossen Tatsache ihrer Existenz keinen Beweis gegen die Wirksamkeit der Glazialerosion konstruieren darf. Nur unter der durchaus willkürlichen Voraussetzung, dass die Eiszeit sie nicht verändert habe, können sie als Zeugen für die Machtlosigkeit derselben erscheinen. Man kann diesen Einwand übrigens mit dem gleichen Recht erheben gegen die Auffassung der Seebecken als versunkene Talböden: Wie konnte ein Fluss, der im Urnerseegrund einen bis zu 2 km breiten Talboden in festem Kalkstein schuf, bei Kiemen oder Luzern durch ein kaum 250 m Sohlenbreite besitzendes Molassetal fliessen?

Nun finden sich aber, wie oben ausgeführt wurde, an allen diesen Inselbergen und Bergspornen innerhalb der diluvialen Gletscheroberfläche deutliche Spuren glazialer Abnützung, sodass sie in jedem Erhaltungszustande vorkommen. So könnte man die isolierten Berge in eine Reihe einordnen: Muetterschwanderberg, Rooterberg (östlich Luzern), Birregg (südlich Luzern), Kiemen, Kirchberg bei Risch, Schwanau, Schönenbühl (südlich Luzern), und ebenso die Bergsporne: Seelisberg, Morschach, Seewen, Nasen, Kiemen, Hertenstein, Buonaserhorn, Tribschen (südlich Luzern), zerstückelter Eocänsporn von Schornen am Lowerzersee. Manche von ihnen weisen ein vollkommen glaziales Relief auf. Wenn die Halbinseln von Kiemen und Buonas am Zugersee stehen geblieben sind, trotzdem der Gletscher daneben intensiv erodiert hat, so mag das seine Ursache einesteils in deren Aufbau aus relativ resistentem Gestein (Nagelfluh, bezw. marine Molasse) haben. Dieses ragte vielleicht vor den Hauptvergletscherungen über die weniger festen Mergel und Sandsteine der „roten Molasse“ der nächsten Umgebung empor,

weshalb die Erhebungen vom Eise erst viel später und weniger mächtig bedeckt und demgemäss auch weniger lange und stark abgetragen wurden. Andernteils war die Bewegungsrichtung des Eises an beiden Stellen der Abnützung nicht günstig (siehe p. 174 und Tafel III. Pr 11 c).

Die Annahme einer erweiternden und vertiefenden Gletschererosion im Bereich der beiden Randseen des Reussgletscherareals ist nur die Konsequenz aus den bei der Untersuchung der Talverhältnisse des horizontalen Molasselandes gewonnenen Anschauungen. Die durchschnittlich grössere Festigkeit, sowie die meist schiefe Lagerung der Gesteine hat zwar den Charakter der Erosion modifiziert; sicher aber wurde sie nicht unterdrückt, hier, wo der Gletscher am längsten und mit der grössten Wucht der Massen auf den Untergrund einwirkte.

Verzeichnis der benützten Literatur.

Aeberhardt, B. Note sur le Quaternaire du Seeland. Bibliothèque univers. Archives des Sc. phys. et nat. 4e période, t. XVI. Juillet et août 1903. Genève.

Antenen, F. Die Vereisungen der Emmentäler. Dissertation. Bern 1901.

Aeppli, A. Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung XXXIV.

Bachmann, Isidor. Der Boden von Bern.

— Die Kander im Berner Oberland. Ein ehemaliges Gletscher- und Flussgebiet. Bern 1870.

Baltzer, A. Der diluviale Aargletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern mit Berücksichtigung des Rhonegletschers. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Liefg. XXX, 1896.

— Studien am Unter-Grindelwaldgletscher über Glazialerosion, Längen- und Dickenveränderung in den Jahren 1892—97. Denkschr. d. Schweizerischen naturforsch. Gesellsch. Bd. XXXIII. 2. 1898.

— Zur Entstehung des Iseo- und Comerseebeckens. Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie etc. No. 11. 1902.

Bodmer, A. Terrassen und Talstufen in der Schweiz, ein Beitrag zur Erklärung der Talbildung. Dissert. Zürich 1880.

Brückner, E. Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abhandl. herausgeg. v. Prof. Dr. A. Penck in Wien. Bd. I. Heft 1.

— Die schweizerische Landschaft einst und jetzt. Rektoratsrede 1899.

Du Pasquier, L. Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Liefg. XXXI.

— Sur les limites de l'ancien glacier du Rhône le long du Jura. Bulletin de la Soc. des Sc. nat. de Neuchâtel. T. XX. 1891/92.

Eberli, J. Eine Flussablenkung in der Ostschweiz. Vierteljahrsschr. d. naturforsch. Gesellsch. in Zürich XXXVIII. Jahrg. 1893.

Favre, A. Sur l'ancien lac de Soleure. Biblioth. univers. Arch. des Sc. phys. et nat. t. X. 3e période. 1883.

Forel, F. A. Le Léman.

Früh, J. Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. Denkschr. d. Schweiz. naturf. Gesellsch. 1887.

— Die Drumlins-Landschaft mit spezieller Berücksichtigung des alpinen Vorlandes. Bericht über die Tätigk. der St. Gallischen naturwissensch. Gesellsch. 1894/95.

Gilliéron, E. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Liefg. XVIII.

Gutzwiller, A. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Liefg. XIV. 1. und Liefg. XIX. 1.

— Löchrige Nagelfluh. Bericht der Gewerbeschule zu Basel. 1879/80.

— Die Diluvialbildungen in der Umgebung von Basel. Verhandlungen der naturf. Gesellsch. Basel. Bd. X. Heft 3. 1895.

— Ältere diluviale Schotter in der Nähe von St. Gallen und von Bischofszell. Eclogae geologicae Helvetiae. Vol. VI. No. 4. 1900.

Heer, Osw. Urwelt der Schweiz.

Heim, A. Handbuch der Gletscherkunde.
— Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Liefg. XXV.
— Die Erosion im Gebiete der Reuss. Jahrb. des S. A. C. Bd. XVI.
— Über Verwitterung im Gebirge. Öffentl. Vortr. in der Schweiz. Bd. V. 5. Heft. Basel 1879.
— Über das absolute Alter der Eiszeit. Geolog. Nachlese No. 2. Vierteljahrsschr. der naturf. Ges. in Zürich. XXXIX. Jahrg. 1894.
— Die Entstehung der alpinen Randseen. Geolog. Nachl. Am gl. O.
— Der Schlammabsatz am Grunde des Vierwaldstättersees. Geolog. Nachl. No. 10. Am gl. O. XLV. Jahrg. 1900.
Heuscher, J. Der Sempachersee und seine Fischereiverhältnisse. Zürich 1895.
Kaufmann, J. Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz. Liefg. XI. und Liefg. XXIV.
— Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse.
Kissling, E. Meeresmolasse im Emmental. Mitt. d. naturf. Ges. in Bern 1901.
Lugeon, M. La loi de formation des vallées transversales des Alpes occidentales. L'histoire de l'Isère. Le Rhône suisse tributaire du Rhin. Leçon d'ouverture etc. Bullet. de la Soc. vaud. des Sc. nat. Vol. XXXIII. No. 124. Lausanne 1897.
— Les grandes nappes de Recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bullet. de la Soc. géolog. de France. 4e série, t. I. 1901. Paris.
Livret-Guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse 1894.
Mösch, C. Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz. Liefg. IV. und Liefg. X.
Mühlberg, F. Die erratischen Bildungen im Aargau. Festschr. zur Feier d. 500. Sitzung der aargauischen naturf. Ges. 1869.
— Zweiter Bericht über die Untersuchung der erratischen Bildungen im Aargau. Mitt. d. aargauischen naturf. Ges. I. Heft 1878.
— Die heutigen und früheren Verhältnisse der Aare bei Aarau. Programm der aargauischen Kantonsschule in Aarau. 1885.
— Der Boden von Aarau. Festschr. zur Eröffnung des neuen Kantonsschulgebäudes in Aarau. 1896.
— Programm der Exkursion der Schweiz. geolog. Gesellschaft. 7.—10. August. 1901. Mitt. d. aarg. naturf. Gesellsch. IX. Heft. 1901.
— Bericht über die Exk. d. S. geol. Ges. etc. Eclogae geol. Helvetiae. Vol. VII. No. 3. 1902.
Penck, A. Vergletscherung der deutschen Alpen. 1882.
— Bildung der Durchbruchstäler. Wien. 1888.
— Periodizität in der Talbildung. Verhandlungen der Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1884. No. 1.
— Die vierte Eiszeit im Bereiche der Alpen. Vorträge des Vereins zur Verbr. naturwissensch. Kenntnisse in Wien. XXXIX. Jahrg. Heft 3. 1898.
— Talgeschichte der obersten Donau. Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung. Heft 28.
— Morphologie der Erdoberfläche. 1894.
Penck, A. und Brückner, E. Die Alpen im Eiszeitalter. Liefg. 1—7. 1905.
Penck, A., Brückner, E. und Du Pasquier, L. Le système glaciaire des Alpes. 1894.
Philippson, A. Studien über Wasserscheiden. Leipzig 1886.
Richter, Ed. Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wissensch. in Wien. Mathemat. naturwissensch. Klasse. Bd. CV. Abt. I. 1896.
Rollier, L. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Liefg. VIII. 1. und Liefg. XXXVIII.
Rütimeyer, L. Über Tal- und Seebildung. Basel 1869.
Salomon, W. Können Gletscher in anstehendem Fels Kare, Seebecken und Täler erodieren? Neues Jahrb. f. Mineral., Geol. etc. Jahrg. 1900. II. Bd. 3. Heft.
Schalch. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Liefg. IXX. 2.

Schneider, J. R. und La Nicca. Das Seeland der Westschweiz und die Korrektion seiner Gewässer. 1881.
Sieger, R. Zur Entstehungsgeschichte des Bodensees. Richthofenfestschr. Berlin 1893.
Studer, B. Monographie der Molasse. Bern 1825.
— Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie. Bern 1844.
— Geologie der Schweiz. Bern 1853.
— De l'origine des lacs suisses.
Wettstein, A. Geologie von Zürich und Umgebung. Zürich 1885.
Zollinger, E. Zwei Flussverschiebungen im Berner Oberland. Diss. Basel 1892.

Anmerkungen zu den Tafeln.

Sämtliche Profile und Karten sind auf Grund der topographischen Karte der Schweiz (Siegfried-Atlas) im Masstabe 1 : 25000 hergestellt; mit Rücksicht auf den Hauptzweck, die morphologischen Verhältnisse der Täler wiederzugeben, ist in den Profilen von jeglicher Überhöhung Abstand genommen worden, sodass dieselben überall die wahren Böschungswinkel erkennen lassen. Wegen der Schwierigkeit einer scharfen Abgrenzung ist die Molasse als einheitliche Bildung zur Darstellung gelangt. Nur in einzelnen Profilen aus nagelfluhreichen Regionen der horizontalen und aufgerichteten Molasse sind die kompakteren Konglomeratlager durch eine besondere Bezeichnung (Punkte) von den weniger resistenten Sandsteinen und Mergeln (Striche) unterschieden worden, um den Einfluss der Gesteinsfestigkeit auf die Oberflächengestalt zu demonstrieren.

Tafel I.

Profil Ia bis Ig durch das Suhrental (vergl. p. 43—45, 64, 123—125, 145—150). Die sieben in der Flussrichtung sich folgenden Schnitte a—g sollen vor allem den Einfluss der (letzten) Vergletscherung auf die Talgestalt zur Anschauung bringen. Schnitt a [T. A. Bl. 188, 202] ist durch die überaus weite und flach muldenförmige Einsattelung in der Gegend der Wasserscheide zwischen Emmenbrücke und Sempach geführt. Das anstehende Gestein bildet fast überall die Terrainoberfläche und erscheint vielfach in Form von Rundhöckern und seichten Hohlformen glazial modelliert und sowohl im Sattel bei Adelwil, als auch auf dem Plateau zwischen Suhrental und Seetal (bei Strass-Eiferlingen) stark niedergeschliffen. Moränen treten zurück, lassen aber erkennen, dass in der letzten Eiszeit das ganze Gelände unter Eis begraben lag. Das letztere gilt auch vom folgenden Schnitt b [Bl. 185, 186], in dem man in die sich etwas verengende Fortsetzung der Einsattelung die 87 m tiefe flache Wanne des Sempachersees eingetieft sieht. Die Verschmälerung der Muldenform nimmt in den folgenden Profilen c—f successive deutlich zu, während gleichzeitig die Molassegehänge des Tales steiler werden und die höchsten seitlichen Ufermoränen das allmähliche Sinken der Gletscherzunge

gegen die Endmoränen von Staffelbach anzeigen. Schnitt c [Pr. c—e nach den Bl. 168, 169] zeigt die höchsten Erhebungen der Molasse beiderseits des Tales (abgesehen vom Homberg 841 m in Pr. a), links Dagmersellerwald 767 m und rechts Schiltwald 869 m, beide charakteristischerweise während des höchsten Gletscherstandes der letzten Eiszeit, über die Eisoberfläche emporragend. In Schnitt d sieht man rechts das durch Ufermoränen verbaute Seitentälchen der Lützelau, deren Aufschüttungsboden einem glazialen Stausee entspricht. In Profil e, rechts bei Moosleerau, das Tälchen eines durch die Gletscherzunge abgelenkten an das Gehänge gedrückten Seitenbaches. In f [Pr. f u. g nach den Bl. 166, 167] die von Mühlberg dem Hochterrassenschotter zugerechnete etwas höhere Terrassenstufe des Niederterrassenschotters im Gebiete des Übergangskegels. In g ist dieselbe in die ebene Niederterrassensohle des Tales bei Schöftland ausgelaufen; dafür sieht man mit viel höherem Oberflächenniveau (525 m) die echte Hochterrasse zu beiden Seiten des Tales einsetzen.

Profile 2—4. Die Querprofile durch die verschiedenen Napftäler (p. 3–4, 64) lassen den Einfluss von horizontaler und geneigter Schichtlage im Verein mit dem Wechsel verschieden resistenter Gesteinsarten auf die Talform hervortreten. In der horizontalen Molasse der Profile 3 [Bl. 200] und 4 [Bl. 201] erblicken wir die z. T. auffallend symmetrischen Formen der Grabentäler, die für dieses Gebiet so charakteristisch sind. Im Verlauf der Profillinie scheint sich eine Periodizität in der Talbildung insofern auszuprägen, als in eine ältere, seichtere, höhere Hohlform eine jüngere steilwandige, tiefere — der eigentliche Graben — eingerissen ist. Wo dagegen, wie in den Profilen 2 a und b [Bl. 372] die Schichten schief liegen, wird der Taleinschnitt infolge des Gegensatzes zwischen Schichtflächen und Schichtköpfen in ebenso typischer Weise assymmetrisch.

Profile 5 a—e (siehe p. 87—91 ff). Ganz andere Verhältnisse treten uns daneben in den fünf Profilen durch das in der letzten Eiszeit nicht vergletscherte Emmental entgegen. Der grösseren Gesteinsfestigkeit (viel Nagelfluh) verdanken die Talflanken besonders in Profil a [Bl. 371] und b [Pr. b u. c nach Bl. 370] ihre relative Steilheit und das Tal z. T. auch seine geringe Weite, die talauswärts im ganzen sichtlich zunimmt. Das Profil c schneidet die Vereinigungsstelle von Emme und Ilfis. Im „toten Winkel" zwischen den beiden geschiebereichen Flüssen haben sich zwischen Langnau und Signau mächtige Schottermassen angehäuft, während die Molasse an der gegenüberliegenden Prallstelle des Riedberg lebhaft angegriffen wurde. Dadurch ist im Laufe der Zeit eine Art „Verschleppung der Vereinigungsstelle" eingetreten [Pr. d nach Bl. 368 und Pr. e nach Bl. 145].

Tafel II.

Profil 6 durch das Rotsee-Reusstal ist auf Seite 157–159 erörtert [T. A. Bl. 203].

Profile 7 a—c durch das obere Winental (Text p. 19—22, 36—42, 65, 130—131) demonstrieren die Ausräumung und Erweiterung des Tales innerhalb der Endmoränen der letzten Vergletscherung [Pr. a nach Bl. 186]. In Profil b [Bl. 169, 172] sehen wir im Einschlag 630 m zwischen Kühwald (814 m) im S und Homberg (792 m) im N ein Stück des

vom eindringenden Seetaleise an einer Stelle bis unter 550 m Meerhöhe niedergeschliffenen Molasserückens [Pr. c nach Bl. 169, 170, 172]. Im Gegensatz hierzu erblicken wir in den ausserhalb der Moränen von Zetzwil geführten Schnitten 7 d [Bl. 167] und e [Bl. 153] das enge seit der grossen Vergletscherung nur durch Wasser erodierte Tal, an dessen Sohle und Flanken wir die Reste aller vier glazialen Schottersysteme übereinander gewahren, als Zeugen seiner Entstehungsgeschichte.

Profile 8 a—e durch das Seetal (zu Text Seiten 36, 100, 125—127, 145—151). Die fünf Profile weisen ähnliche Erscheinungen auf, wie wir sie in Tafel I für das Suhrental kennen gelernt haben. Schnitt a [Bl. 187,188] durchquert das Tal bei Hochdorf, wo das oberste Stück des Baldeggersees durch grossenteils glaziale Anschwemmungen zugeschüttet ist. Der etwas weiter südlich liegende Talabschluss erhebt sich nur etwa 40 m über den Ronbach (472 m) und wird durch Glazialschutt von unbekannter Mächtigkeit gebildet. Die Schnitte b [Bl. 186, 187] und c [Bl. 170] lassen u. a. die Assymmetrie des Tales erkennen, in dessen weite Muldenform die Seebecken von Baldegg und Hallwil eingegraben erscheinen. In c sieht man im Osten hoch am Abhang des Lindenberges bei Bettwil den Beginn eines seichten Tälchens längs der mächtigen Ufermoräne, das nicht nach dem Hallwilersee, sondern nach dem im Osten jenseits des Lindenberges liegenden Bünztal drainiert wird (siehe p. 100). Ähnlich im folgenden Profil d [Bl. 156, 170, 167] das Moränental von Dürrenäsch, das den Hauptrücken des Hombergzuges in nordwestlicher Richtung an den Felsen vorbei durchbrechend, ins Winental ausmündet. Schnitt e [Bl. 153, 156] geht z. T. durch die Endmoränen von Seon. Auch hier im Emmert eine höhere Niederterrassenstufe im Gebiet des Übergangskegels und gleich ausserhalb am Staufberg Reste von Hochterrasse und alter Moräne. Zwischen diesem und dem Mertlenberg der ältere breitere westliche Ausgang des Tales. Der östliche aktuelle zwischen Staufberg und Esterli dürfte jünger und durch glaziales Schmelzwasser in ähnlicher Weise ausgewaschen worden sein, wie die weiter im Osten bemerkbare Rinne der Kehle.

Die **Profile 9 a—d** [Bl. 182, 183] **und 10 a** [Bl. 168] **und b** [Bl. 166] durch die Täler des Hürnbaches und der Ürke sind p. 108—115 ausführlich besprochen.

Tafel III.

Profile 11 a—c durch den Zugersee zu Seite 164 ff; **Profile 11 d und e** durch das Reusstal zu Seite 127—130 und 153—155. In den Profilen durch den Zugersee fällt der grosse Gegensatz der Breite im Niveau des Seespiegels in die Augen. Es sei hier nur darauf hingewiesen, dass der Ostarm des Reussgletschers die Querschnitte a und b [T. A. Bl. 206, 207] in kompakter Masse passierte, während in c [Bl. 192, 206] seine Ausbreitung über das ganze plötzlich niedriger gewordene Vorland nördlich der Rigi beginnt. Damit verteilt sich aber auch die Erosionsenergie des Gletschereises, die zuvor konzentriert war, über ein breites Gelände, dessen Oberflächenformen z. B. in der Landzunge von Kiemen und ihrer westlichen Fortsetzung die glaziale Abtragung

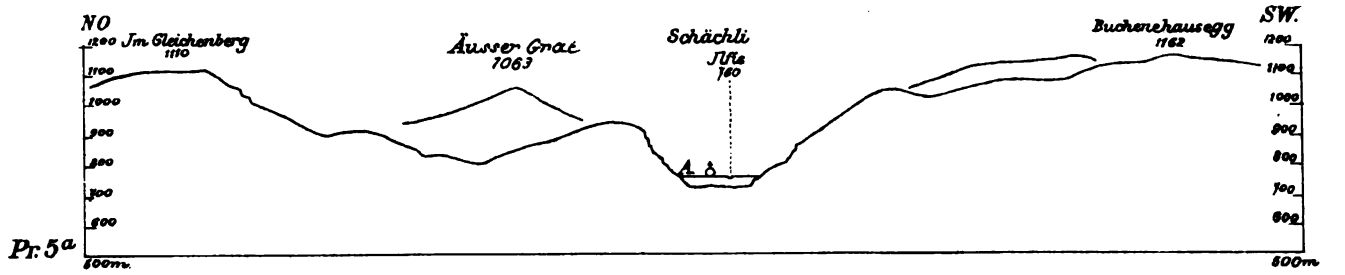
deutlich verraten. Am obern Reusstalprofil d [Bl. 173, 174, 176] frappiert in erster Linie die riesige — von Wasserscheide zu Wasserscheide 14 km messende — Breite der Talmulde. Im Jonenbach im Osten und im Altbach im Westen erkennt man sodann die Stammbäche des Bonstetter- bezw. des Bünztales. Jener ist seither nach der Reuss abgelenkt, dieser von ihr nur durch einen niedrigen Rücken geschieden. In dem Masse, wie die diluviale Gletscheroberfläche zufolge der Ufermoränen an den beiden Talflanken sich reussabwärts senkte, tauchen die Molasserücken allmählich unter Moränenbedeckung hervor und im Profil e [Bl. 154, 155] sehen wir sie als Hasenberg-Heitersberg einerseits das Tal von Bonstetten, als Waggenrain-Maiengrün (Riglisberg) anderseits das Bünztal vom Haupttal der Reuss in der Mitte scheiden, dessen Dimensionen sich gleichzeitig auf ein bescheideneres Ausmass reduziert haben. Angesichts dieser Beziehungen kann man sich des Eindruckes nicht erwehren, es habe hier der gewaltige Hauptstrom des Reussgletschers die Wasserscheide zwischen dem Reusstal und je einem kleinen Nachbartal zur Linken und zur Rechten niedergeschliffen. Dort drang er in zusammenhängender breiter Masse zwischen Muri und Wohlen in das Bünztal, hier in zwei Zungen über Affoltern und Rudolfstetten gegen das Stammtal der Reppisch-Jona vor. Am letzteren Orte kam es für ein Stück, Bonstetten-Hedingen, zu „zentripetaler" Entwässerung; im Bünztal gedieh die Abtragung nicht so weit.

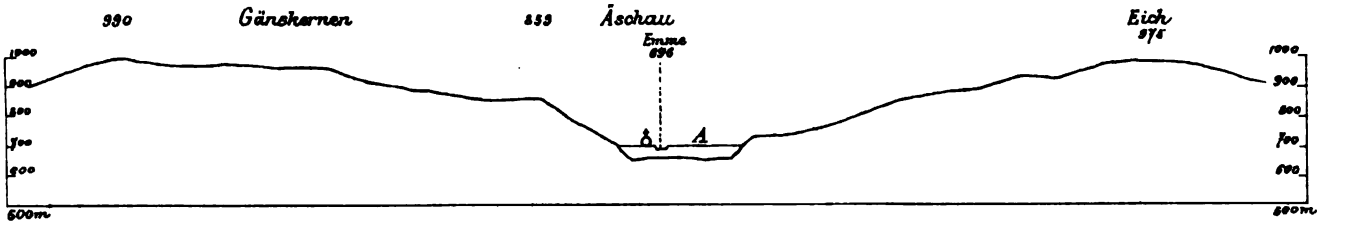
Profil 12 durch das Tal der Weissemmen (vergl. p. 64 und 144 und Bl. 374). Glazialen Eisflüssen möchte ich mindestens teilweise die hügelige Muldensenke zwischen der Beichlen und einem Ausläufer des Napf zuschreiben. Sie stellt die von der Bern-Luzernbahn benützte Durchgangstalung zwischen oberstem Ilfistal und Entlibuch dar und dürfte namentlich durch die Eismassen der grossen Vergletscherung in den weichen Partien der aufgerichteten Molasse in deren Streichrichtung ausgeschliffen worden sein. Verschiedene der vielen Hügel, wie z. B. der Schintbühl bei Escholzmatt zeigen Rundbuckelgestalt.

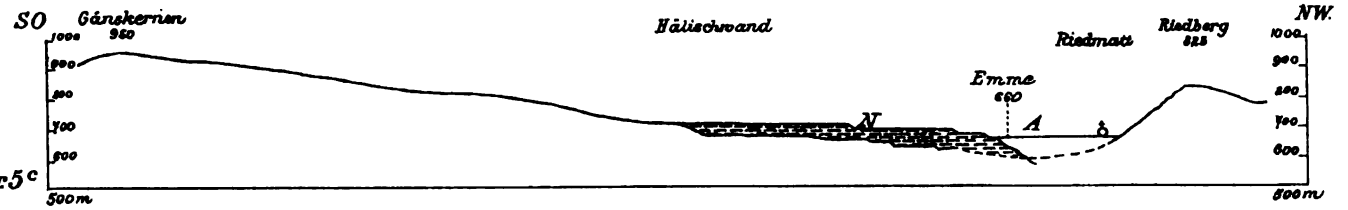
Profil 13 (p. 83—85, 132, 148 und Bl. 198) erkennt man den Gegensatz zwischen dem vom Westrande des Reussaargletschers der letzten Eiszeit überfluteten Gelände von Blochwil-Unter Rötelberg und der durch Wassererosion von der glazialen kleinen Emme erzeugten Furche Wolhusen-Willisau, die bei Ober-Markstein durchschnitten ist. Bemerkenswert ist, dass die Sohle des einst so wasserreichen Torso mit 585 m höher liegt, als das in einem kleinen Seitentälchen desselben liegende Blochwil 576 m, ein Beweis für die Erhöhung der Torsosohle durch seitherige Akkumulation.

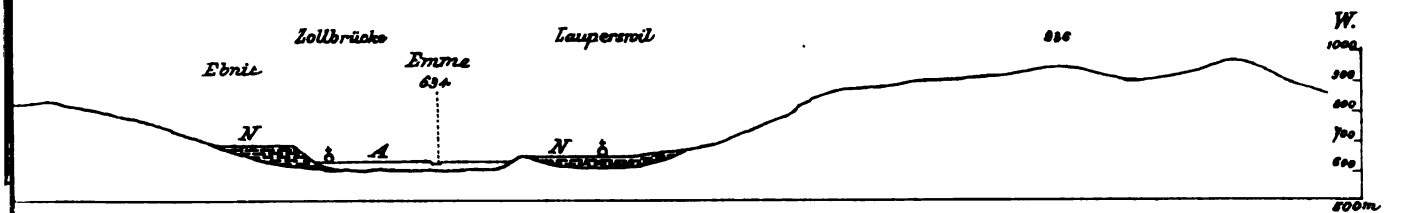
Die übrigen **Profile 14** [Bl. 184], Pr. **16** [Bl. 371] und Pr. **17** [Bl. 196, 197] stellen die Verhältnisse von Napftälern dar, die in der letzten Eiszeit von Gletschern nicht erreicht oder doch nicht durchflossen worden sind. Sie weisen mithin, wenn wir von älterer und indirekter Gletscherwirkung absehen, Verhältnisse auf, wie sie durch lange Erosionstätigkeit von Flüssen im Molasselande erzeugt wurden. In **Profil 15** [Bl. 168] durch das Wiggertal sieht man die Seitengehänge viel steiler als bei den auch in der letzten Eiszeit vergletscherten Tälern der Suhre, Wina, Aa und Reuss zur ebenen Aufschüttungstalsohle abfallen.

Querprofile durch das Tal der Grossen Emme u. der Jlfis
Typus eines « gletscherfreien » Tales

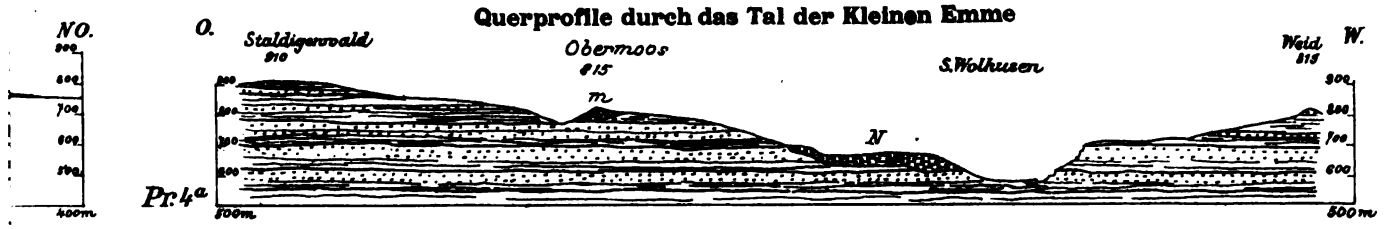


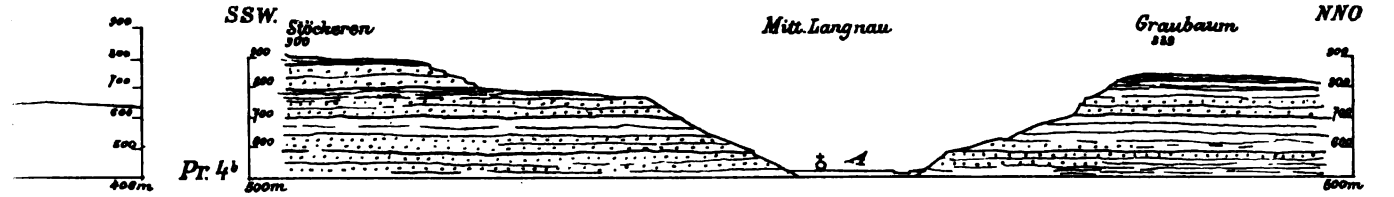




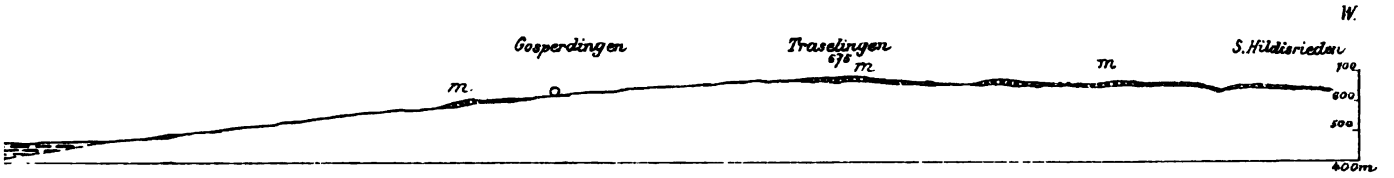


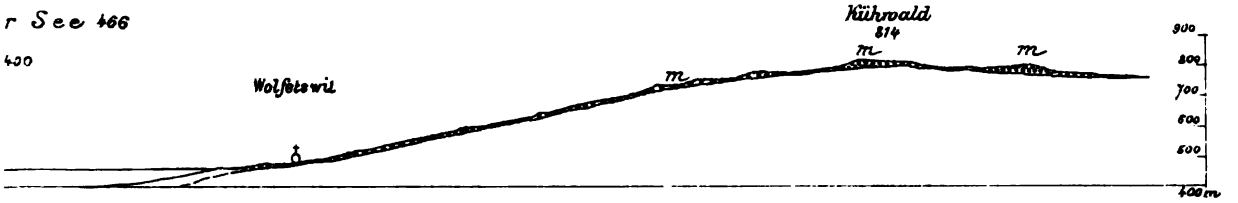
Querprofile durch das Tal der Kleinen Emme

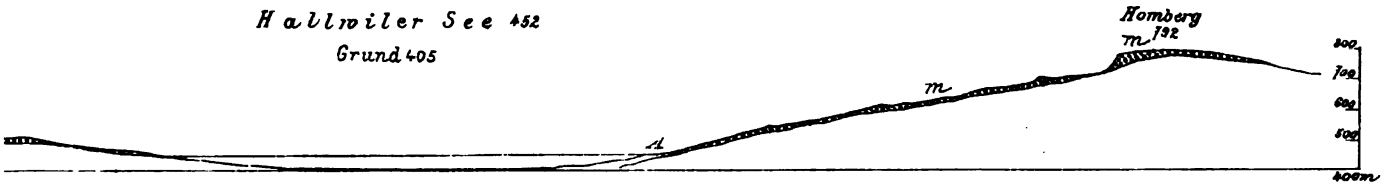


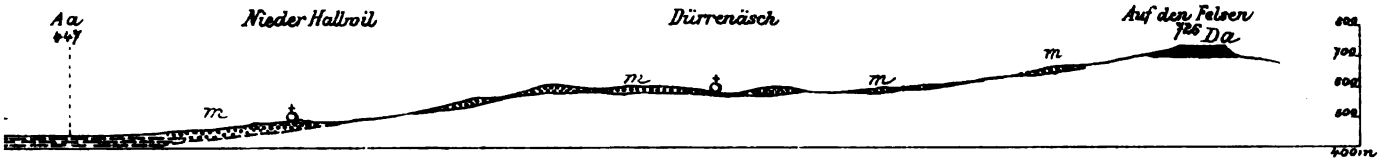


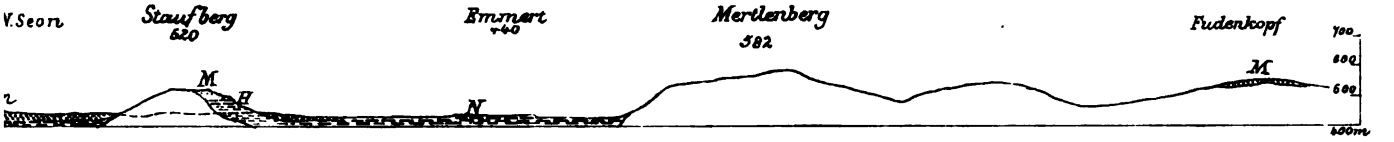
Kartographia Winterthur A. G.



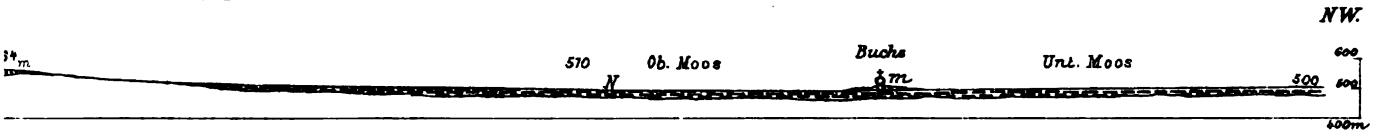




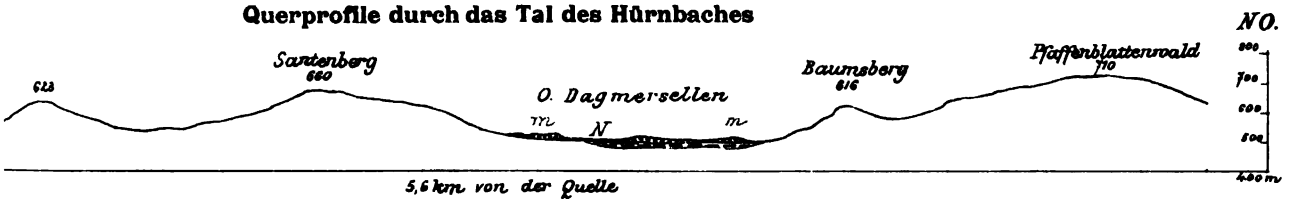




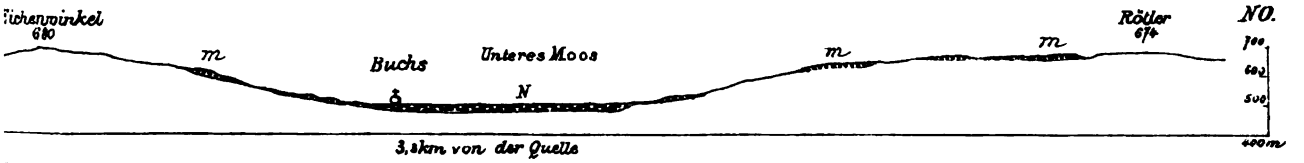
Längsprofil durch das Tal des Hürnbaches



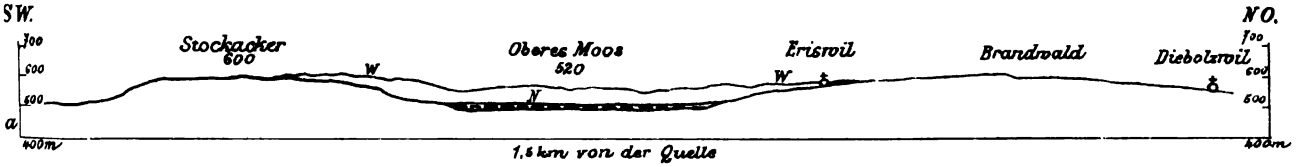
Querprofile durch das Tal des Hürnbaches



5,6 km von der Quelle

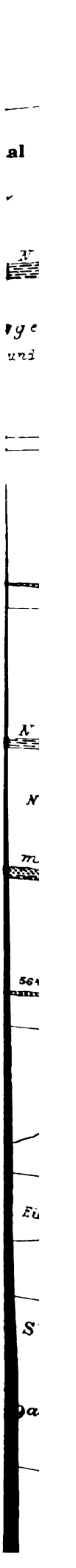


3,3 km von der Quelle

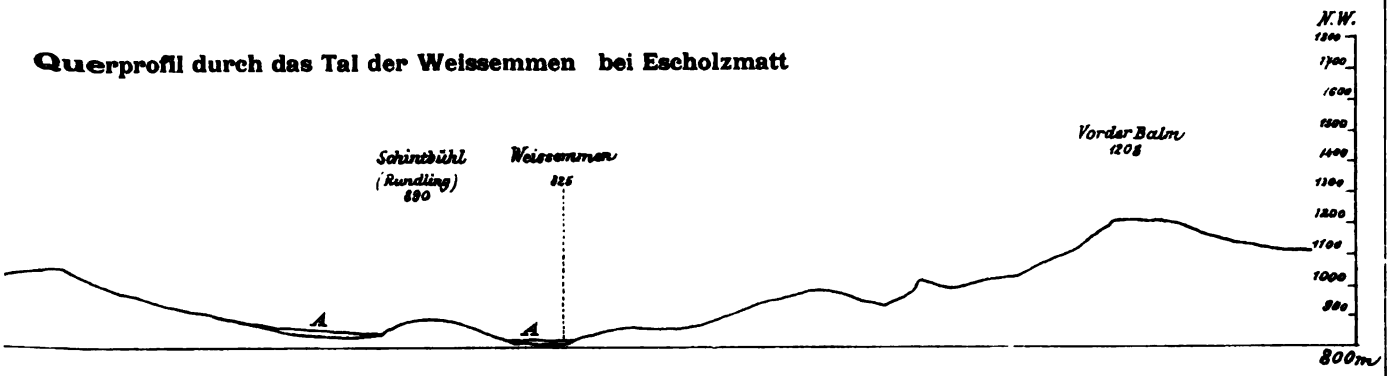


1,6 km von der Quelle

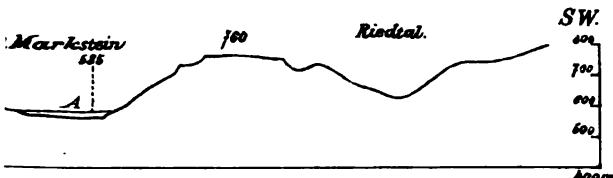
Kartographia Winterthur A. G.



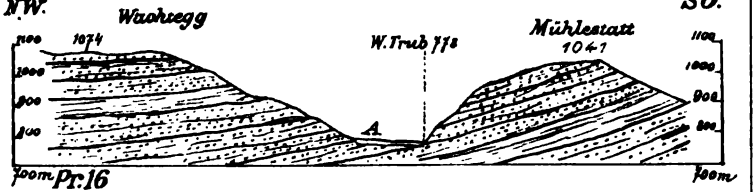
Querprofil durch das Tal der Weissemmen bei Escholzmatt



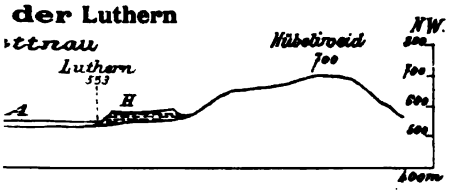
Volhusen - Willisau



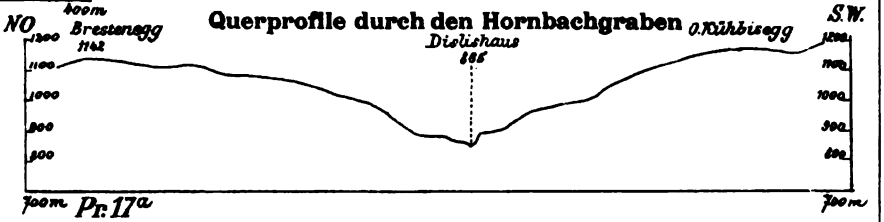
Querprofil durch den Trubbachgraben

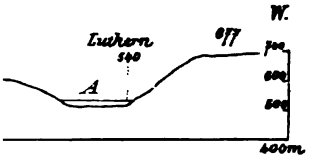


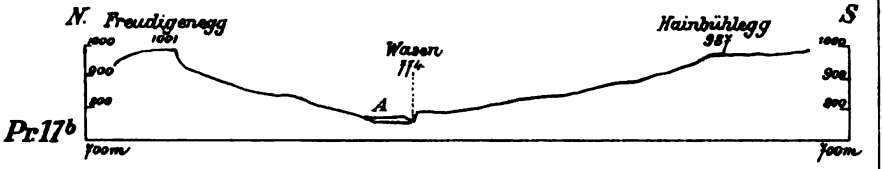
der Luthern



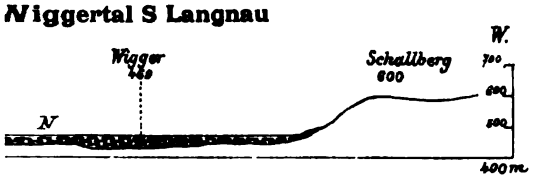
Querprofile durch den Hornbachgraben





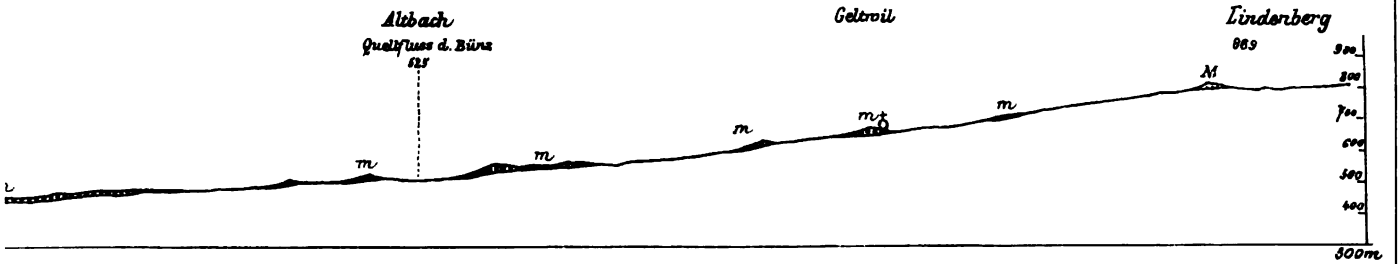


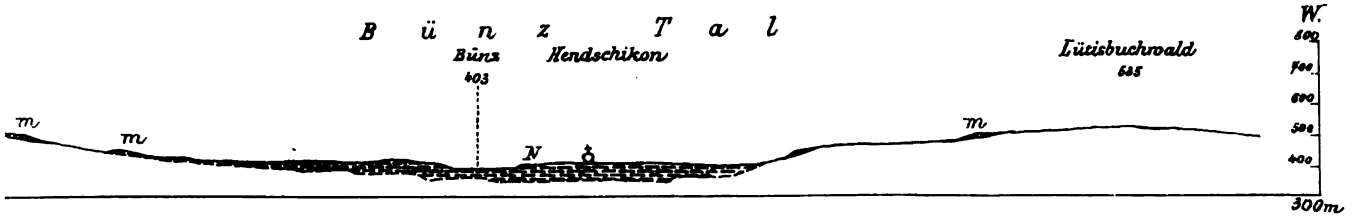
Niggertal S Langnau



Erklärung der Zeichen:

- Molasse
- Nagelfluh
- Sandstein
- Deckenschotter (a · älter, j. jünger)
- Ältere Moränen
- Alluvium
- Hochterrassenschotter
- Moränen der letzten Eiszeit
- Niederterrassenschotter





Kartographia Winterthur A. G.

Q

o Wo

O.Mo

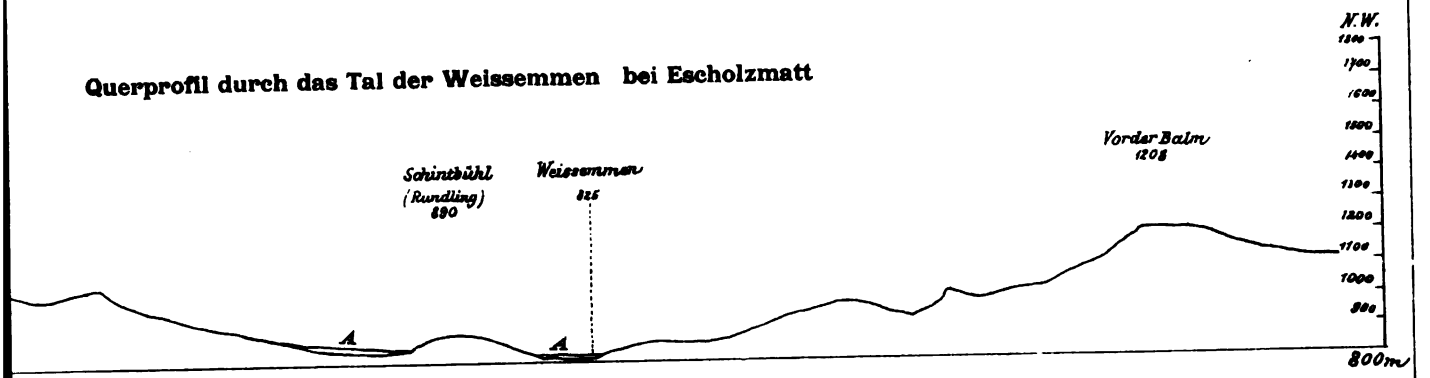
Tal d

Gett

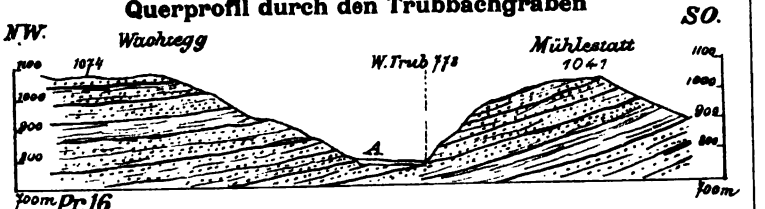
A

s V

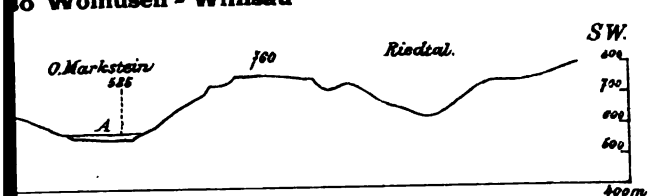
Querprofil durch das Tal der Weissemmen bei Escholzmatt



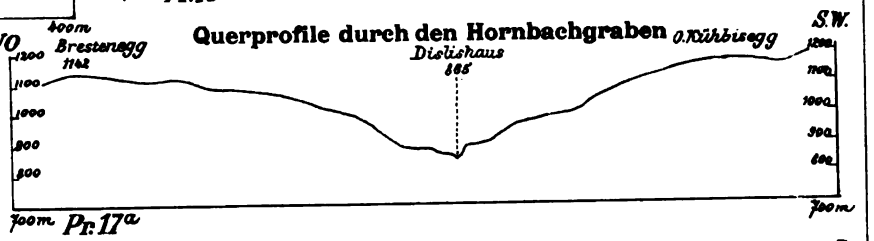
Querprofil durch den Trubbachgraben



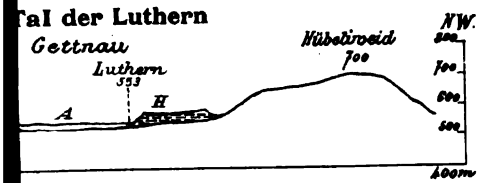
o Wolhusen - Willisau

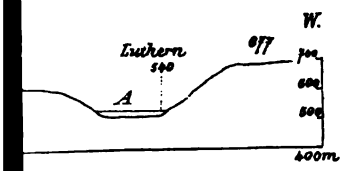


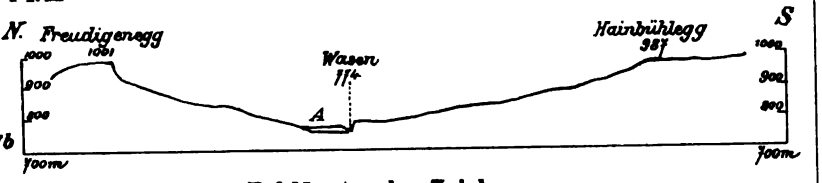
Querprofile durch den Hornbachgraben



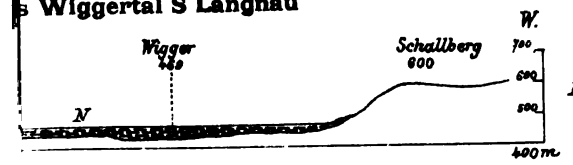
Tal der Luthern





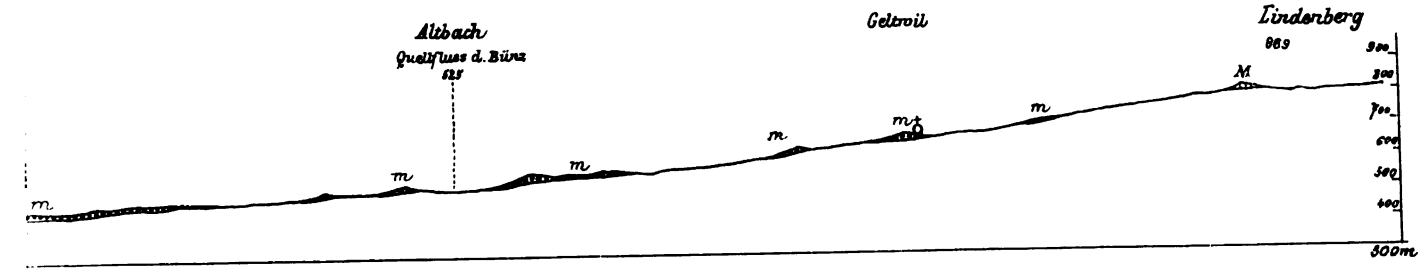


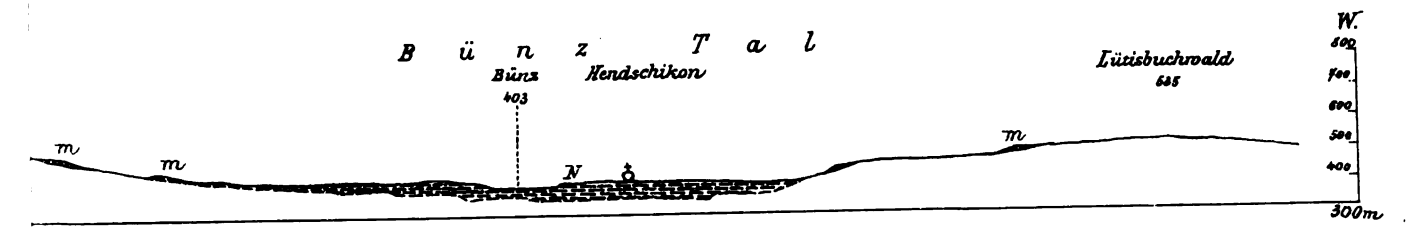
Wiggertal S Langnau



Erklärung der Zeichen:

- Molasse
- Nagelfluh / Sandstein
- D^{a}_{j} Deckenschotter (a älter, j jünger)
- M Ältere Moränen
- H Hochterrassenschotter
- m Moränen der letzten Eiszeit
- N Niederterrassenschotter
- A Alluvium





Kartographia Winterthur A. G.

Folio
QE578 .F86
Talbildung und glaziale ablagerunge
Kummel Library APL0636
3 2044 032 895 914

Frey, Askar
AUTHOR
Talbildung und glaziale Ablager-
TITLE
ungen zwischen Emme und Reuss.
DATE DUE | BORROWER'S NAME

DATE DUE

GAYLORD PRINTED IN U.S.A.